

## Research Article

# Geochemical evidence of dykes in the Salafchegan-Tafresh region as part of Cenozoic magmatism in the central segment of the Urumieh-Dokhtar magmatic arc

Morteza Delavari<sup>1</sup>✉, Mahshid Taati<sup>2</sup>, Amir Ali Tabbakh Shabani<sup>3</sup>

<sup>1</sup> Associate Professor, Department of Geochemistry, Faculty of Earth Sciences, Kharazmi University, Tehran, Iran, [delavari@khu.ac.ir](mailto:delavari@khu.ac.ir)

<sup>2</sup> M.Sc. Student, Department of Geochemistry, Faculty of Earth Sciences, Kharazmi University, Tehran, Iran, [tmahshid084@gmail.com](mailto:tmahshid084@gmail.com)

<sup>3</sup> Associate Professor Department of Geochemistry, Faculty of Earth Sciences, Kharazmi University, Tehran, Iran, [aatshabani@khu.ac.ir](mailto:aatshabani@khu.ac.ir)

## ARTICLE INFO

Received: 29 May 2025

Accepted: 08 July 2025

### Keywords

Intermediate-basic Dykes

Calc- Alkaline

Cenozoic magmatism

Urmia-Dokhtar



 10.22108/ijp.2025.145472.1363

## Introduction

Iran constitutes a critical segment of the Alpine-Himalayan orogenic belt, formed through the collision of the Arabian, Indian and Eurasian tectonic plates (Rolland et al., 2002; Stampfli and Hochard, 2009; von Raumer et al., 2003; Yin and Harrison, 2000). The Urmia-Dokhtar magmatic arc (UDMA), extending northwest-southeast across Iran, records Neo-Tethyan subduction and subsequent continental collision (Chiu et al., 2013; Verdel et al., 2011). Magmatism within this arc is predominantly calc-alkaline, with localized adakitic affinities (Delavari et al., 2020; Lechmann et al., 2018; Omrani et al., 2008). The Salafchegan-Tafresh region, situated in the central UDMA, comprises diverse lithological units, including Paleogene to Neogene volcanics and pyroclastics as well as calc-alkaline intrusions dated at 19–22 Ma (Raeisi et al., 2020). These units reflect UDMA magmatism associated with Neo-Tethyan subduction processes. Additionally, the region is intruded by various dykes, exhibiting predominantly intermediate to mafic composition. These dykes are inferred to be of Miocene–Pliocene age, and their geochemical and structural analysis provides critical insights into the region's tectonic evolution.

## Analytical methods

Whole-rock geochemical analyses were performed at Zarazma lab company (Tehran, Iran) using inductively coupled plasma-optical emission spectroscopy (ICP-OES) for major elements and inductively coupled plasma-mass spectrometry (ICP-MS) for trace elements. Sample preparation involved fusion with lithium metaborate followed by dissolution

in nitric acid. The analytical precision yielded a detection limit of ~0.05 wt.% for major oxides. To analyze trace elements, sample digestion was performed via acid dissolution (HF-HNO<sub>3</sub>-HClO<sub>4</sub>). Detection limits ranged between 0.05 and 1 ppm. To ensure data accuracy and reproducibility, replicate analyses and international reference standards were employed.

## Results and discussion

✉ Corresponding Author

**To cite this article:** Delavari, M., Taati, M., Tabbakh Shabani, A.A. (2025) Geochemical evidence of dykes in the Salafchegan-Tafresh region as part of Cenozoic magmatism in the central segment of the Urumieh-Dokhtar magmatic arc. *Petrological Journal*, 16(3), 1-26.

### Petrography

The investigated dykes can be categorized into basaltic andesite and andesite. In the basaltic andesite, plagioclase constitutes the dominant mineral phase, accounting for up to 50 vol.% in some samples, and typically occurs as subhedral to euhedral laths within a fine-grained groundmass. Clinopyroxene and amphibole are present as subordinate phases, often exhibiting partial alteration to secondary minerals. The andesite dykes are characterized by a higher relative abundance of plagioclase, which forms the principal framework of the rock. Ferromagnesian minerals (e.g., pyroxene, amphibole) occur in lesser proportions compared to the basaltic andesite group, suggesting either differences in melt composition or crystallization conditions. Opaque minerals, predominantly Fe-Ti oxides, are ubiquitously present as accessory phases in both groups, typically disseminated throughout the groundmass or as inclusions within major silicate phases.

### Geochemistry

The studied dykes exhibit a compositional range with SiO<sub>2</sub> contents varying between 51.75 and 64.97 wt%. In the Zr/Ti versus Nb/Y diagram, the samples plot within the basaltic andesite and andesite fields, displaying a calc-alkaline affinity. Low Mg#, Ni, and Cr values suggest significant geochemical modification and derivation from evolved melts. Harker diagrams reveal coherent geochemical trends and decreasing trends in TiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MnO, MgO, CaO, Sc, and V with increasing SiO<sub>2</sub>. Chondrite-normalized rare earth element (REE) patterns exhibit enrichment in REEs, with light REEs (LREEs) showing the highest enrichment (~52× chondrite), followed by middle REEs (MREEs; ~16×) and heavy REEs (HREEs; ~14×). The Lan/Sm<sub>n</sub> (7.6–9.2) and Lan/Yb<sub>n</sub> (10–3.4) ratios indicate LREE enrichment relative to MREEs and HREEs. The Sm<sub>n</sub>/Yb<sub>n</sub> ratio (0.8–1.9) suggests a flat to gently sloping pattern in the MREE-HREE segment, implying limited HREE depletion. Primitive mantle-normalized multi-element diagrams display enrichment in large ion lithophile (LIL) elements (e.g., Rb, K) and depletion in high field strength (HFS) elements (e.g., Nb, Ta).

### Petrogenetic Modeling

Fractional crystallization modeling was conducted using one sample (TT22) as the parental melt. Trace element modeling indicates that the more evolved compositions can be derived through 20–80% fractional crystallization of plagioclase, clinopyroxene, olivine, and Fe-Ti oxides.

### Regional Tectonomagmatic Implications


The Urmia-Dokhtar magmatic arc (UDMA) exhibits distinct temporal variations in magmatism. Eocene and Neogene magmatism displays arc-related signatures, sourced from a metasomatized lithospheric mantle. Oligo-Miocene magmatism is alkaline, likely derived

from asthenospheric upwelling. The temporal shift in melt composition from calc-alkaline in the Eocene to alkaline in the Oligo-Miocene, followed by a return to calc-alkaline magmatism in the Neogene within the Urmia-Dokhtar magmatic arc, reflects significant changes in subduction dynamics, crustal interactions, and tectonic regime. The Eocene calc-alkaline magmatism is interpreted as a product of arc-related processes in an active subduction zone, driven by the subduction of the Neotethys oceanic plate beneath the Central Iranian continental margin. In such a setting, calc-alkaline melts are typically generated through partial melting of a hydrated mantle wedge, metasomatized by slab-derived fluids (Delavari and Damghani, 2022; Verdel et al., 2011; Verdel, 2009). This magmatism is consistent with a supra-subduction zone extensional regime, where slab rollback facilitated asthenospheric upwelling, enhancing heat transfer to the mantle lithosphere and triggering widespread partial melting. During the Oligo-Miocene, magmatism transitioned to an alkaline affinity. Continued slab rollback may have induced asthenospheric upwelling and decompression melting, generating melts with oceanic island basalt (OIB)-like characteristics with weak to negligible subduction-related fluid signatures. The resurgence of calc-alkaline magmatism in the Neogene suggests a renewed influence of subduction-related processes, possibly linked to a post-collisional setting. Lithospheric thickening, driven by the convergence of the Arabian and Eurasian plates, may have facilitated partial melting of the mantle lithosphere. Regional fault systems played a critical role in controlling the spatial distribution and geometry of magmatic intrusions. These faults served as conduits for magma transport, localizing magmatic activity along their trends.

### Conclusion

The Salafchegan-Tafresh dykes, exhibiting basaltic andesite to andesite compositions, provide critical insights into the Urmia-Dokhtar magmatic arc's (UDMA) evolution. Geochemical signatures indicate calc-alkaline affinities, LREE enrichment, and LILE/HFSE fractionation, consistent with subduction-modified melts. Fractional crystallization of plagioclase, clinopyroxene, and Fe-Ti oxides explains compositional variations. The temporal shift from Eocene calc-alkaline to Oligo-Miocene alkaline magmatism reflects slab rollback and asthenospheric upwelling, while Neogene calc-alkaline resurgence suggests renewed subduction influence. Regional faults facilitated magma transport, highlighting the interplay between tectonics and magmatism in the UDMA. These findings underscore the complex geodynamic evolution of the Neo-Tethyan subduction-collision system.

## شواهد زمین‌شیمیایی دایک‌های منطقه سلفچگان-تفرش به‌عنوان بخشی از ماگماتیسیم سنوزویک در بخش مرکزی کمان ماگمایی ارومیه - دختر

مرتضی دلاوری<sup>۱</sup> ، مهشید طاعتی<sup>۲</sup>، امیرعلی طباح شعبانی<sup>۳</sup>

<sup>۱</sup> دانشیار، گروه زمین‌شیمی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه خوارزمی، تهران، ایران، [delavari@khu.ac.ir](mailto:delavari@khu.ac.ir)

<sup>۲</sup> دانشجوی کارشناسی ارشد، گروه زمین‌شیمی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه خوارزمی، تهران، ایران، [tmahshid084@gmail.com](mailto:tmahshid084@gmail.com)

<sup>۳</sup> دانشیار، گروه زمین‌شیمی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه خوارزمی، تهران، ایران، [aatshabani@khu.ac.ir](mailto:aatshabani@khu.ac.ir)

### چکیده

### اطلاعات مقاله

دایک‌های منطقه تفرش-سلفچگان که گویای فرایندهای ماگمایی سنوزویک در پهنه ماگمایی مرکزی ارومیه-دختر هستند، بیشتر از آندزیت بازالتی و آندزیت تشکیل شده‌اند و کانی‌شناسی رایج آن‌ها شامل پلاژیوکلاز + کلینوپیروکسن ± هورنبلند + اکسیدهای آهن-تیتانیم است. از دیدگاه زمین‌شیمیایی این سنگ‌ها سرشت کالک‌آلکان دارند و شواهدی مانند غنی‌شدگی از LILE (مانند: Rb، Ba، K) و تهی‌شدگی از HFSE (مانند: Nb، Ta، Ti) با پیدایش آنها در یک کمان ماگمایی قاره‌ای سازگاری دارد. الگوسازی تبلوربخشی بر پایه عنصرهای کمیاب نشان داد مذاب‌های اولیه‌تر با درصدهای متفاوت تبلور (۲۰ تا ۸۰٪) و فازهای جدایش‌یافته‌تری مانند پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن، الیوین و اکسیدهای آهن-تیتانیم‌دار به ترکیبات تحول‌یافته‌تر تبدیل می‌شوند. افزون‌براین، تغییرات تدریجی شیمیایی عنصرهای کمیاب دایک‌ها گویای تغییر خاستگاه مذاب در گذر زمان از گوشته سنگ‌کره‌ای دگرسان‌شده به گوشته سست‌کره‌ای است. ماگماتیسیم ائوسن و نوژن ( $Nb/U < 10$ ؛  $Nb/La < 0.5$ ) ویژگی‌های ماگماتیسیم کمانی دارد و خاستگاه سنگ‌کره‌ای آن تحت‌تأثیر سیال‌های فرورانشی بوده است؛ اما ماگماتیسیم الیگو-میوسن ( $Nb/U > 10$ ؛  $Nb/La > 1$ ) سرشت آلکان داشته است و از گوشته سست‌کره‌ای خاستگاه گرفته است. این تغییرات ترکیبی تغییرات مهم ژئودینامیکی گذار از سازوکار فرورانشی پیش از برخورد به شرایط پس‌برخوردی را بازتاب می‌دهند. روند بیشتر دایک‌های منطقه سلفچگان-تفرش که هم‌راستا با روند کلی کمان ماگمایی ارومیه-دختر است نیز به احتمال بسیار با زمین‌ساخت کشتی سامانه فرورانشی نئوتتیس در یک مقیاس ناحیه‌ای در ارتباط بوده است.

تاریخ دریافت ۱۴۰۴/۰۳/۰۸

تاریخ پذیرش ۱۴۰۴/۰۴/۱۷

### کلید واژه‌ها


دایک‌های حد واسط-بازیک  
کالک‌آلکان  
ماگماتیسیم سنوزویک  
ارومیه - دختر



10.22108/ijp.2025.145472.1363 

سرزمین ایران به‌عنوان بخشی از نوار کوهزایی آلپ-  
هیمالیا، دارای جایگاه ویژه‌ای از دیدگاه سیر تحولات

### مقدمه

 نویسنده مسئول

استناد به این مقاله: دلاوری، م.، طاعتی، م.، طباح شعبانی، ا.ع. (۱۴۰۴) شواهد زمین‌شیمیایی دایک‌های منطقه سلفچگان-تفرش به‌عنوان بخشی از ماگماتیسیم سنوزویک در بخش مرکزی کمان ماگمایی ارومیه - دختر. پتروژولژی ۱۶ (۳)، ۱-۲۶.

زمین‌شناختی و ثبت رخداد‌های مربوطه است. کمربند کوهزایی آلپ-همالیا که از باختر اروپا تا جنوب‌خاوری آسیا کشیده شده است، نتیجه برخورد ورقه‌های زمین‌ساختی مختلف مانند ورقه‌های عربی و هند از سمت جنوب و اوراسیا در سمت شمال است (Yin and Harrison, 2000; Rolland et al., 2002; von Raumer et al., 2003; Stampfli and Hochard, 2009). سرزمین ایران در بخش‌های میانی این نوار جای دارد و بسیاری از تحولات زمین‌شناختی مانند رخداد‌های زمین‌ساختی و ماگماتیسم مرتبط با باز و بسته‌شدن حوضه‌های اقیانوسی تتیسی را می‌توان در آن ردگیری کرد. شواهد ماگمایی، چینه‌شناختی و زمین‌ساختی باز و بسته شدن حوضه اقیانوسی پالئوتتیس در محدوده زمانی پالئوزویک پیشین تا تریاس میانی-پسین در بخش‌های مختلفی از سرزمین ایران به ویژه در امتداد نوار کوهزایی البرز را می‌تواند دید و بررسی کرد (Wilmsen et al., 2009; Zanchetta et al., 2009; Zanchi et al., 2009; Zanchetta et al., 2013; Derakhshi and Ghasemi, 2015; Zanchi et al., 2015; Rossetti et al., 2017). از سوی دیگر، رخداد‌های مرتبط با بازشدن پهنه اقیانوسی نئوتتیس شامل شواهد رژیم زمین‌ساختی کششی و ماگماتیسم ریفتی در محدوده زمانی کربونيفر پسین-پرمین در نقاط مختلفی از ایران دیده می‌شود (Alirezaei and Hassanzadeh, 2012; Delavari et al., 2016; Honarmand et al., 2017; Delavari and Sehat, 2021). در ادامه، توسعه حوضه اقیانوسی نئوتتیس و فرایندهای بعدی که منجر به آغاز فرورانش و بسته‌شدن آن در گذر زمان مزوزویک تا سنوزویک شده است، همراه با پیدایش و رخداد پدیده‌های مختلف زمین‌شناختی است. اثرات پدیده‌های یادشده در مقیاس پوسته سرزمین ایران در قالب تحولات حوضه‌های رسوبی و آثار چینه‌شناختی مرتبط با آن، فرارانش سنگ‌کره اقیانوسی و پیدایش افیولیت‌ها، فرایندهای فشارشی-کششی زمین‌ساختی و تنوع طیف سنگ‌های ماگمایی همراه با تغییر خاستگاه زمین‌ساختی زایش مذاب را می‌توان بررسی و ارزیابی کرد. پیدایش و رخداد ماگماتیسم مرتبط با تحولات حوضه نئوتتیس به‌ویژه در دوران سنوزویک به ثبت رسیده است که اوج آن در بازه زمانی ائوسن تا الیگوسن است

ماگمایی ارومیه- دختر از مظاهر اصلی ماگماتیسم سنوزویک در سرزمین ایران است. این کمان ماگمایی از شمال غرب ایران (البرز باختری- آذربایجان) تا جنوب‌خاوری ایران (آتشفشان‌های بزمان و تفتان) امتداد دارد و ادامه آن در سمت پاکستان (آتشفشان کوه سلطان) نیز تعریف شده است (Nicholson et al., 2010; Ghalamghash et al., 2016; Ghalamghash et al., 2019b; Delavari et al., 2022). از این‌رو، کمان ماگمایی ارومیه- دختر جایگاه کلیدی و ویژه‌ای از نظر ثبت فرایندهای ماگمایی به‌ویژه در بازه زمانی پالئوژن و به مقدار کمتر در گستره زمانی نئوژن و کواترنری دارد. قاعدتاً بخشی از ماگماتیسم این کمان که مربوط به پالئوژن است در هنگام فرورانش فعال نئوتتیس به زیر ورقه ایران مرکزی رخ داده است (Verdel et al., 2011; Chiu et al., 2013) و ماگماتیسم جوان‌تر (نئوژن- کواترنری) مرتبط با فعالیت‌های پس از برخورد قاره-قاره ورقه عربی با اوراسیاست (Ghalamghash et al., 2016; Lechmann et al., 2018; Ghalamghash et al., 2019b). البته در بخش‌های جنوبی این کمان (نوار ماگمایی مکران) همچنان یک فرورانش فعال وجود دارد و نشانه‌های آن به‌صورت آتشفشان‌های بزمان و تفتان در ایران و کوه سلطان در پاکستان نمود دارد (Biabangard and Moradian, 2008; Nicholson et al., 2010; Saadat and Stern, 2011; Pang et al., 2014; Ghalamghash et al., 2019a; Delavari et al., 2022). از دیدگاه زمین‌شیمیایی ماگماتیسم پهنه ارومیه- دختر بیشتر سرشت کالک‌آلکالن دارد (به‌ویژه درائوسن). گرچه به سمت الیگوسن و زمان‌های جوان‌تر ماگماتیسم آلکالن نیز دیده می‌شوند (Verdel et al., 2011; Ghorbani et al., 2014; Ahmadian and Ghadirpour, 2020; Delavari et al., 2021). بخشی از ماگماتیسم کمان ارومیه- دختر سرشت‌های آداکیتی نیز دارند (Omran et al., 2008; Modjarrad, 2015; Lechmann et al., 2018; Delavari et al., 2020). منطقه بررسی شده در محدوده سلفچگان- تفرش و در قلمروی مرز استان‌های مرکزی و قم با مختصات طول

منطقه بررسی شده در محدوده سلفچگان- تفرش و در قلمروی مرز استان‌های مرکزی و قم با مختصات طول

تراکی‌اندزیت، داسیت و ریولیت و همچنین، واحدهای رسوبی آواری و سنگ‌های آهکی ائوسن هستند که با آواری‌های سازند قرمز زیرین (الیگوسن)، واحدهای گوناگون سازند قم (الیگو-میوسن) و آواری‌های سازند قرمز بالایی (میوسن) همراهی می‌شوند. در کنار اینها، برونزد کوچکی از تناوب آذرآواری‌ها و گدازه‌های حد واسط-بازیک میوسن و همچنین، روانه‌ها، دایک‌ها و گنبد‌های داسیتی-ریولیتی پلیوسن نیز دیده می‌شود (Hadjian et al., 1999; Khademi et al., 2019). افزون بر اینها در سمت خاور و شمال‌خاوری تفرش برونزد چشمگیری از سنگ‌های آذرین درونی دیوریتی، مونزودیوریتی، مونزونیتی و گرانودیوریتی دیده می‌شود. بر پایه روش اورانیم-سرب زیرکن سن این سنگ‌ها نزدیک به ۱۹ تا ۲۲ میلیون سال پیش به‌دست آمده است (Raeisi et al., 2020). توده‌های یادشده سرشت کالک‌آلکان دارند و محصول ماگماتیسم کمان ارومیه-دختر در پی فرورانش سنگ‌کره اقیانوسی نئوتتیس به زیر ایران مرکزی و در مرحله پیش از برخورد پلیت عربی به اوراسیا دانسته شده‌اند (Mirnejad et al., 2019; Raeisi et al., 2020). واحدهای آذرین در محدوده سلفچگان شامل تناوب آذرآواری‌های حد واسط تا اسیدی ائوسن همراه با رسوبی‌های سنگ آهک، مارن، ماسه‌سنگ و شیل هستند که در ادامه با حجم بزرگی از واحدهای جوان‌تر (میوسن-پلیوسن) شامل تنوعی از سنگ‌های آذرآواری (توف و برش) و به مقدار کمتر روانه‌های حد واسط دنبال می‌شوند. در محدوده سلفچگان نیز برونزد کوچکی از سنگ‌های آذرین درونی دیوریت-کوارتز دیوریتی به‌صورت گنبد درون آذرآواری‌های میوسن دیده می‌شود (Alai Mahabadi et al., 2000). افزون بر آنچه گفته شد، در این منطقه، برونزد چشمگیری از دایک‌ها با تنوع ترکیبی و همچنین، روندهای گوناگون دیده می‌شود (شکل ۲). در محدوده تفرش دایک‌ها تنوع سنگ‌شناختی مانند دیوریت-میکرودیوریتی، دیابازی تا آندزیتی دارند و سن ائوسن تا نئوژن برای آنها دانسته شده است (Hadjian et al., 1999). در محدوده سلفچگان، دایک‌ها بیشتر ترکیب آندزیتی دارند و با توجه به رابطه صحرائی

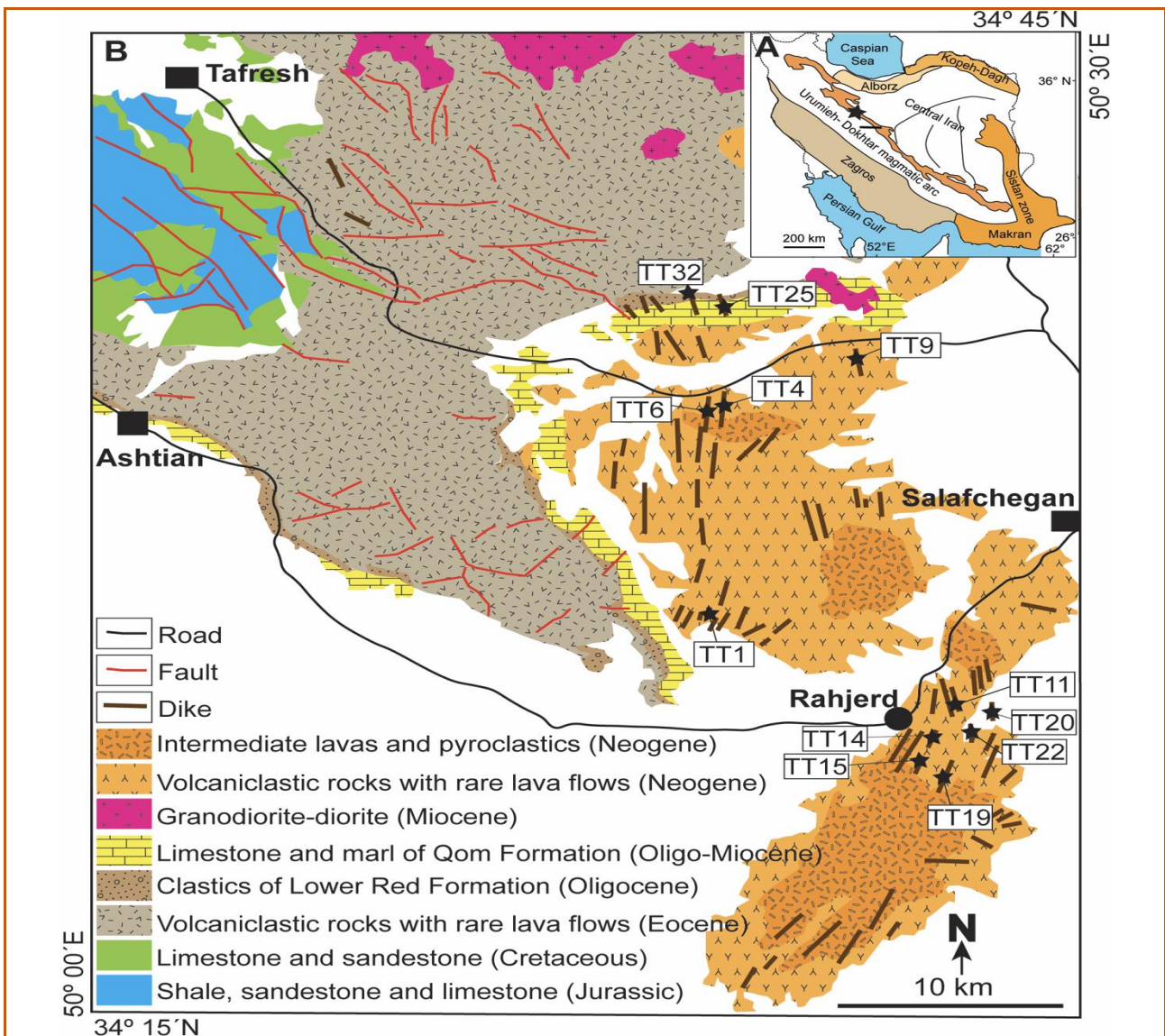
جغرافیایی خاوری ۵۰° ۰۰' تا ۵۰° ۳۰' و عرض جغرافیایی شمالی ۳۴° ۱۵' تا ۳۴° ۴۵' جای دارد (شکل‌های ۱-A و ۱-B). این منطقه در بخش‌های میانی کمان ماگمایی ارومیه-دختر جای گرفته است و در آن رخنمون گسترده‌ای از واحدهای آتشفشانی و به مقدار کمتر واحدهای آذرین درونی دیده می‌شود (Khademi et al., 2019; Mirnejad et al., 2019; Raeisi et al., 2020). بر پایه گزارش در نقشه زمین‌شناسی (Alai Mahabadi et al., 2000) دسته دایک‌های فراوانی که گاه روند موازی نیز با همدیگر دارند در این منطقه رخنمون دارند. زمین‌شیمی و سنگ‌شناسی این دایک‌ها پیشتر بررسی نشده است و از این‌رو، کاملاً بکر و موردتوجه هستند. از این‌رو، بررسی آنها می‌تواند اطلاعات ارزشمندی درباره تحولات ماگمایی، شرایط زمین‌ساختی حاکم در زمان پیدایش دایک‌ها، بازسازی تاریخچه زمین‌شناسی منطقه و درک بهتر تاریخچه زمین‌ساختی کمان ماگمایی ارومیه-دختر ارائه دهد. در این بررسی ویژگی‌های صحرایی، سنگ‌نگاری و زمین‌شیمی سنگ کل دایک‌های منطقه بررسی می‌شود و به ویژگی‌هایی مانند تنوع بافتی و کانی‌شناختی، طیف ترکیب شیمیایی و عوامل مؤثر بر تحول ماگمایی پرداخته می‌شود.

### زمین‌شناسی منطقه و ویژگی‌های صحرائی

بر پایه نقشه زمین‌شناسی منطقه (شکل ۱)، در محدوده سلفچگان-تفرش، جدای از برونزد اندک واحدهای سنگی مزوزویک شامل سنگ‌های آهکی و شیلی تریاس، آواری‌های سازند شمشک و واحدهای رسوبی کرتاسه که در جنوب و جنوب‌باختری تفرش دیده می‌شوند و همچنین، برونزد چشمگیر سازند شمشک و سنگ‌آهک‌های سازند تیزکوه که در جنوب سلفچگان یافت می‌شود، دیگر بخش‌های محدوده با گستره بزرگی واحدهای آتشفشانی و آذرآواری پالئوژن و نئوژن دربرگرفته شده است. این واحدها در پیرامون تفرش شامل تنوعی از سنگ‌های آذرآواری به‌همراه میان‌لایه‌هایی از گدازه‌های حد واسط تا اسیدی مانند آندزیت،

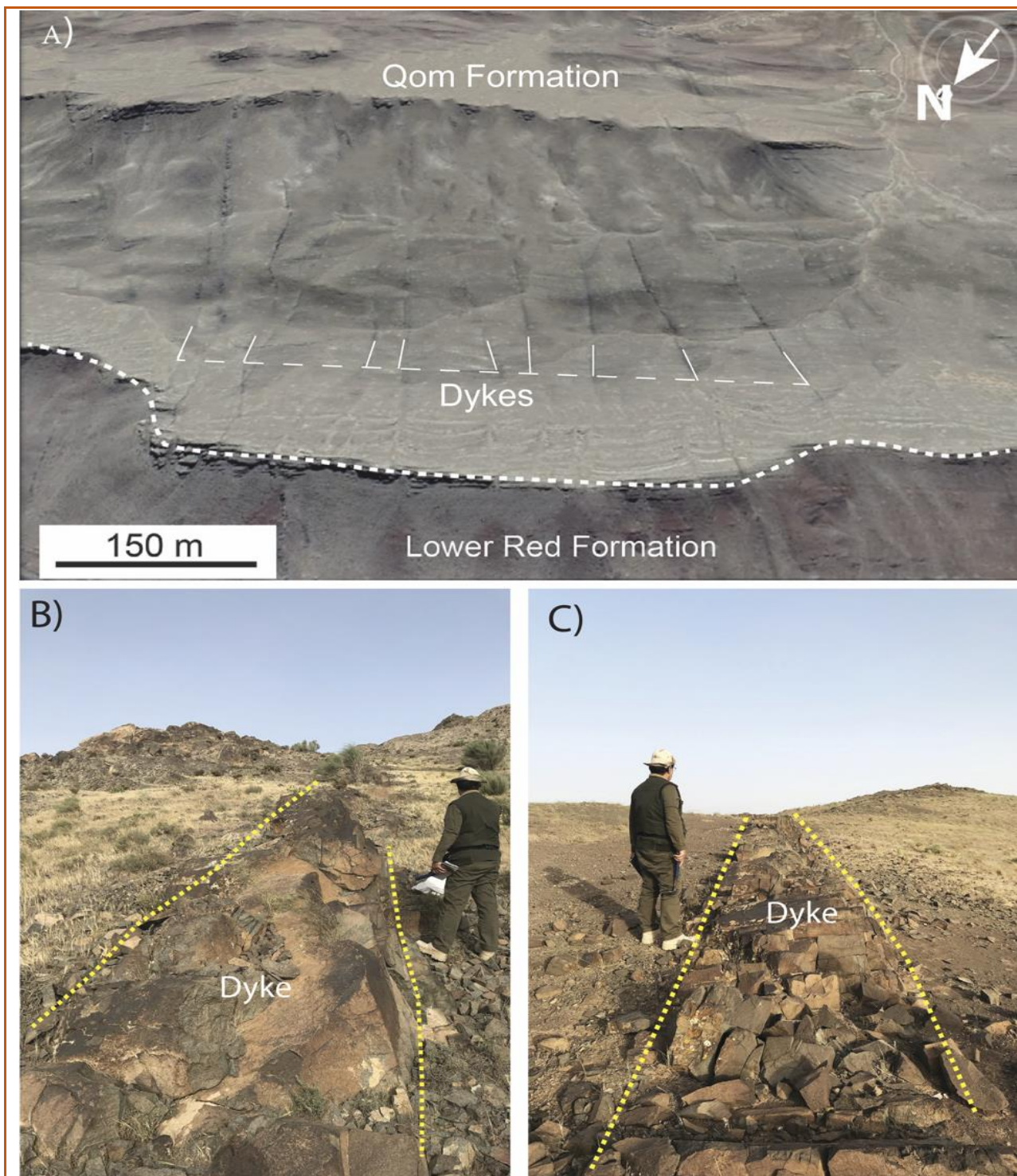
دایک‌ها نیز با اینکه تنوع دارد؛ اما بیشتر شمال‌باختری- جنوب‌خاوری است (شکل‌های D-۲ تا F-۲). دایک‌ها در سطح رخنمون رنگ خاکستری تا قهوه‌ای تیره دارند و به‌علت اختلاف رنگ و همچنین، مقاومت بیشتری که نسبت به سنگ‌های رسوبی و آذرآرایی میزبان در برابر فرسایش دارند، نفوذ آنها به‌آسانی دیده و ردگیری می‌شود.

که با سنگ میزبان (واحدهای آذرآرایی میوسن) دارند، سن میوسن-پلیوسن برای آنها پیشنهاد شده است (Alai Mahabadi et al., 2000). دایک‌های یادشده با اینکه در مقیاس منطقه‌ای روندهای گوناگونی دارند؛ اما در مقیاس محلی گاه روندهای موازی و شبیه دسته دایک نشان می‌دهند (شکل A-۲). بیشتر این دایک‌ها ضخامتی کمتر از ۳ متر دارند و گاه ضخامت بیش از ۵ و به‌طور محدود تا ۱۵ متر نیز می‌رسد (شکل‌های B-۲ و C-۲). راستای



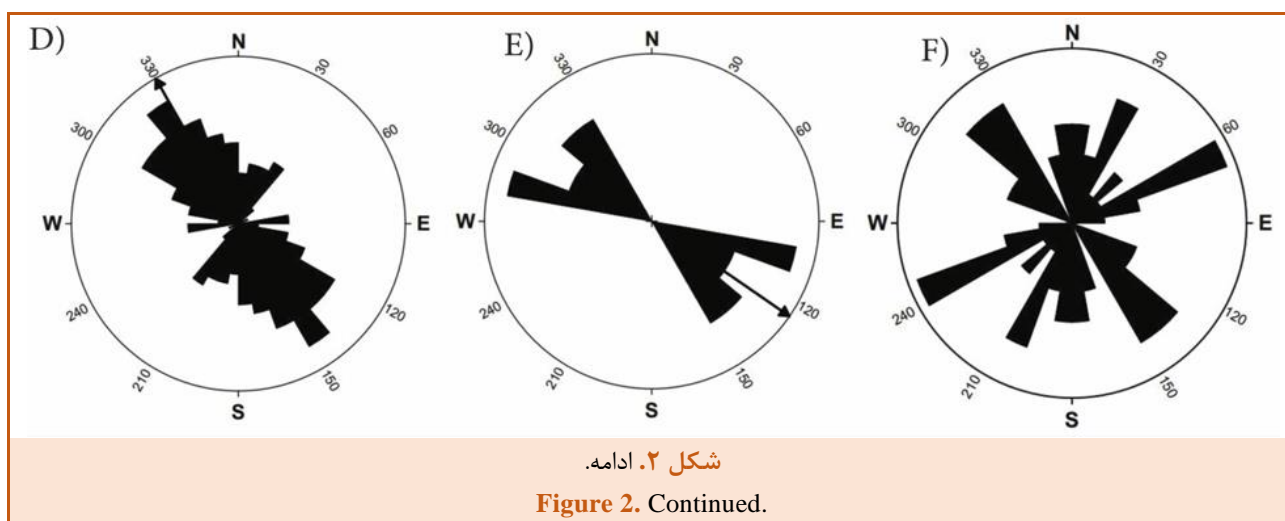
شکل ۱- A) نقشه ساختاری ساده‌شده ایران که در آن جایگاه منطقه مورد بررسی با ستاره نشان داده شده است؛ B) نقشه زمین‌شناسی ساده‌شده منطقه بر پایه بازرس نقشه ۱:۲۵۰۰۰۰ قم (Emami, 1991) به‌همراه جایگاه نمونه‌هایی که تجزیه شیمیایی شده‌اند (نماد ستاره).

Figure 1. A) A simplified structural map of Iran showing the location of the study area (star); B) Simplified geological map of the study area redrawn from the 1:250,000 map of Qom (Emami, 1991) including locations of the samples (stars) selected for chemical analysis.



**شکل ۲- A)** تصویر گوگل ارث از دسته‌دایک‌های منطقه سلفچگان-تفرش که درون سازند قرمز زیرین و سازند قم نفوذ کرده‌اند؛ **B و C)** تصاویرهای صحرایی دایک‌ها که درون واحدهای آذرآواری نئوژن نفوذ کرده‌اند؛ **D)** نمودار رزیدیاگرام دایک‌های محدوده تفرش که امتداد غالب دایک‌ها شمال‌باختری-جنوب‌خاوری است (Hajilari, 2023)؛ **E و F)** نمودار رزیدیاگرام دایک‌ها به ترتیب در محدوده‌های دستجرد و سلفچگان (بررسی کنونی).

**Figure 2. A)** Google Earth image showing dyke clusters in the Salafchegan-Tafresh region, intruding into the Lower Red and Qom Formations; **B and C)** Field photographs of dykes intruding into Neogene pyroclastic units. **D)** Rose diagram illustrating the orientation of dykes in the Tafresh area (Hajilari, 2023); **E and F)** Rose diagrams depicting the orientation of dykes in the Dastjerd and Salafchegan areas, respectively (this study).



کمیاب با دستگاه ICP-MS انجام گرفت. بدین گونه که نخست مقداری از پودر نمونه با کمک ترکیب اسیدهای گوناگون و دستگاه هضم با میکروویو<sup>۲</sup> محلول و آماده شد. برای اطمینان از دقت و اعتبار داده‌ها، نمونه‌های استاندارد مرجع بین‌المللی (CRM<sup>۳</sup>) و نمونه‌های مرجع (RM<sup>۴</sup>) به کار برده شدند. آستانه آشکارسازی برای عنصرهای فرعی و کمیاب از ۰/۰۱ تا ۱ پی‌پی‌ام<sup>۵</sup> بود (جدول ۱). افزون بر این، برای ارزیابی دقت و صحت داده‌های به دست آمده، نمونه‌های تکرار شده و نمونه‌هایی که در آزمایشگاه‌های معتبر خارجی بررسی شده بودند، به عنوان نمونه‌های نامعلوم به کار برده شدند. نتایج نشان دادند سطح دقت آنالیزها پذیرفتنی است. گفتنی است برای آماده‌سازی تصویرها، تحلیل داده‌های زمین‌شیمیایی و رسم نمودارها از نرم‌افزارهایی مانند Photoshop، Excel و Illustrator بهره گرفته شد.

### سنگ‌نگاری

بر پایه بررسی‌های سنگ‌نگاری و همچنین، تجزیه شیمیایی، دایک‌های بررسی شده ترکیب بازیک تا حد واسط دارند و در دو گروه آندزیت بازالتی و آندزیت رده‌بندی می‌شوند.

### روش انجام پژوهش

نخست با کمک نقشه‌های زمین‌شناسی منطقه مانند ورقه ۱:۱۰۰۰۰۰ سلفچگان (Alai Mahabadi et al., 2000) محدوده مورد نظر انتخاب شد. پس از پیمایش‌های صحرائی، از واحدهای سنگی مورد نظر (دایک‌ها) نمونه‌برداری شد و در ادامه از آنها مقطع نازک تهیه شد. بر پایه مشاهدات سنگ‌نگاری، ترجیحاً نمونه‌هایی که دگرسانی کمتر داشتند برای تجزیه شیمیایی برگزیده شدند. تجزیه شیمیایی نمونه‌ها برای اندازه‌گیری ترکیب شیمیایی سنگ کل نمونه‌ها به روش‌های ICP-OES (عنصرهای اصلی) و ICP-MS (عنصرهای کمیاب) در آزمایشگاه زرازمای تهران انجام شد (جدول ۱). در مرحله نخست، میزان مواد فرار (LOI<sup>۱</sup>) با جای دادن مقدار مشخصی از پودر هر نمونه در کوره الکتریکی در دمای نزدیک به ۱۰۰۰ درجه سانتیگراد و اندازه‌گیری اختلاف جرم پیشین و پس از حرارت‌دهی به دست آورده شد. برای آماده‌سازی نمونه با روش ذوب قلیایی (Lithium Borate Fusion)، نمونه‌ها نخست با لیتیم متابورات ذوب و سپس با اسید نیتریک رقیق حل شدند. محلول نهایی با دستگاه ICP-OES تجزیه و مقدار اکسیدهای عنصرهای اصلی اندازه‌گیری شد. آستانه آشکارسازی این روش برای اکسیدها نزدیک به ۰/۰۵ درصدوزنی بود (جدول ۱). تعیین مقادیر عنصرهای فرعی و

<sup>2</sup> Microwave Digest

<sup>3</sup> Reference Material

<sup>4</sup> Certificated Reference Material

<sup>5</sup> ppm

<sup>1</sup> Loss on Ignation

**جدول ۱.** آنالیز شیمیایی عنصرهای اصلی و کمیاب سنگ کل دایک‌های منطقه سلفچگان. مقدار اکسید عنصرهای اصلی بر پایه درصدوزنی (wt. %) و مقدار عنصرهای کمیاب بر پایه پی‌پی‌ام (ppm). DL= Detection Limits.  $Mg\# = MgO \times 100 / (MgO + FeO_T)$ .

**Table 1.** Whole-rock major and trace elements analysis of dykes from the Salfchegan region. Major element oxides based on wt. %, while trace element concentrations are given in ppm. DL= Detection Limits;  $Mg\# = MgO \times 100 / (MgO + FeO_T)$ .

Element	DL	TT1	TT4	TT6	TT9	TT20	TT22	TA25	TA32	T-T-20	T-T-22	T-A25	T-A32
SiO <sub>2</sub>	0.05	61.33	63.09	52.86	50.18	59.22	57.12	48.75	57.1	63.35	52.16	48.82	55.01
TiO <sub>2</sub>	0.05	0.4	0.76	0.93	0.98	0.44	0.48	0.51	0.55	0.4	0.59	1.87	0.76
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.05	17.46	15.87	18.01	20.67	17.5	18.17	20.24	18.33	16.55	19.98	15.79	18.22
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.05	0.7	0.66	0.95	1	0.67	0.74	0.87	0.79	0.57	0.93	1.45	0.94
FeO	0.05	4.68	4.42	6.34	6.67	4.44	4.95	5.81	5.25	3.77	6.21	9.65	6.29
MnO	0.05	0.14	0.14	0.16	0.17	0.18	0.15	0.17	0.15	0.12	0.16	0.2	0.16
MgO	0.05	1.81	1.28	4.12	3.35	2.03	2.48	2.22	2.28	1.75	3.41	4.29	3.1
CaO	0.05	4.58	5.25	6.79	9.15	5.7	5.24	10.52	7.44	2.98	6.42	7.68	6.22
Na <sub>2</sub> O	0.05	5.5	3.53	3.52	3.78	5.18	5.31	2.71	3.55	5.84	5.56	3.42	4.96
K <sub>2</sub> O	0.05	0.5	1.83	1.25	0.71	0.32	0.62	0.99	0.58	2.05	0.83	0.77	0.71
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.05	0.17	0.27	0.16	0.11	0.13	0.26	0.15	0.14	0.13	0.12	0.39	0.16
LOI	0.05	2.04	2.33	4.17	2.44	3.56	3.78	6.26	3.17	1.98	2.79	4.47	2.66
<b>Total</b>		99.32	99.44	99.27	99.21	99.37	99.3	99.2	99.32	99.48	99.16	98.8	99.19
<b>Anhydrous:</b>													
SiO <sub>2</sub>		63.05	64.97	55.59	51.86	61.81	59.80	52.45	59.38	64.97	54.12	51.75	56.99
TiO <sub>2</sub>		0.41	0.78	0.98	1.01	0.46	0.50	0.55	0.57	0.41	0.61	1.98	0.79
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		17.95	16.34	18.94	21.36	18.27	19.02	21.78	19.06	16.97	20.73	16.74	18.87
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		0.72	0.68	1.00	1.03	0.70	0.78	0.94	0.82	0.58	0.97	1.54	0.98
FeO		4.82	4.56	6.67	6.89	4.63	5.18	6.25	5.46	3.86	6.44	10.23	6.51
MnO		0.14	0.14	0.17	0.18	0.19	0.16	0.18	0.16	0.12	0.17	0.21	0.17
MgO		1.86	1.32	4.33	3.46	2.12	2.60	2.39	2.37	1.79	3.54	4.55	3.21
CaO		4.71	5.41	7.14	9.46	5.95	5.49	11.32	7.74	3.06	6.66	8.14	6.44
Na <sub>2</sub> O		5.65	3.64	3.70	3.91	5.41	5.56	2.92	3.69	5.99	5.77	3.63	5.14
K <sub>2</sub> O		0.51	1.88	1.31	0.73	0.33	0.65	1.07	0.60	2.10	0.86	0.82	0.74
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>		0.17	0.28	0.17	0.11	0.14	0.27	0.16	0.15	0.13	0.12	0.41	0.17
<b>Total</b>		100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00
<b>Mg#</b>		37.8	31.2	50.5	44.1	41.8	44.1	37.5	40.6	42.2	46.3	41.1	43.6
Cs	0.5	0.6	0.7	0.6	<0.5	0.6	0.8	0.9	1	0.6	0.6	0.6	0.7
Ba	1	213	684	373	233	201	447	588	289	432	379	385	310
Sc	0.5	4.5	12.4	23.4	23.9	6.1	7.7	10	8.6	6.4	12.4	31	16.4
V	1	16	52	216	240	43	81	111	88	66	157	325	139
Cr	1	3	6	16	5	3	5	7	3	6	14	27	5
Co	1	5.8	7.3	21.5	16.5	8.2	10.9	15.3	10.3	8	18.1	30.9	17.2
Ni	1	<1	1	9	3	1	3	3	2	3	8	22	3
Cu	1	4	58	82	35	2	13	13	<1	4	43	221	15
Pb	1	4	15	7	10	8	13	10	7	6	6	16	9
Zn	1	53	86	74	59	75	84	66	125	66	79	123	84
Rb	1	51	69	63	51	46	50	54	51	69	51	51	51
Sr	1	636	375	406	446	863	882	563	577	649	980	600	598
Y	0.5	17.5	40.5	21.3	18	17.1	16.4	14.7	14.3	14.3	13.9	35	22
Zr	5	87	249	84	58	65	104	56	44	99	51	151	95
Nb	1	5.5	7.1	4.5	3.7	3.2	4.3	3.8	2.5	5.1	3	4.6	3.8
La	1	17	36	16	13	15	24	14	14	20	13	30	15
Ce	0.5	36	79	34	25	30	48	28	28	41	25	63	33
Pr	0.05	2.58	7.5	2.51	1.36	1.95	3.55	1.76	1.77	2.89	1.41	6.86	2.33
Nd	0.5	12.9	32.8	11.7	8.2	11	15.5	10.1	9.9	12	8	31.5	12.3
Sm	0.1	2.7	6.7	2.8	1.6	2.2	2.3	2.1	1.9	2	1.6	6.6	2.9
Eu	0.1	0.7	1.68	0.79	0.58	0.66	0.71	0.54	0.63	0.45	0.57	1.57	0.82

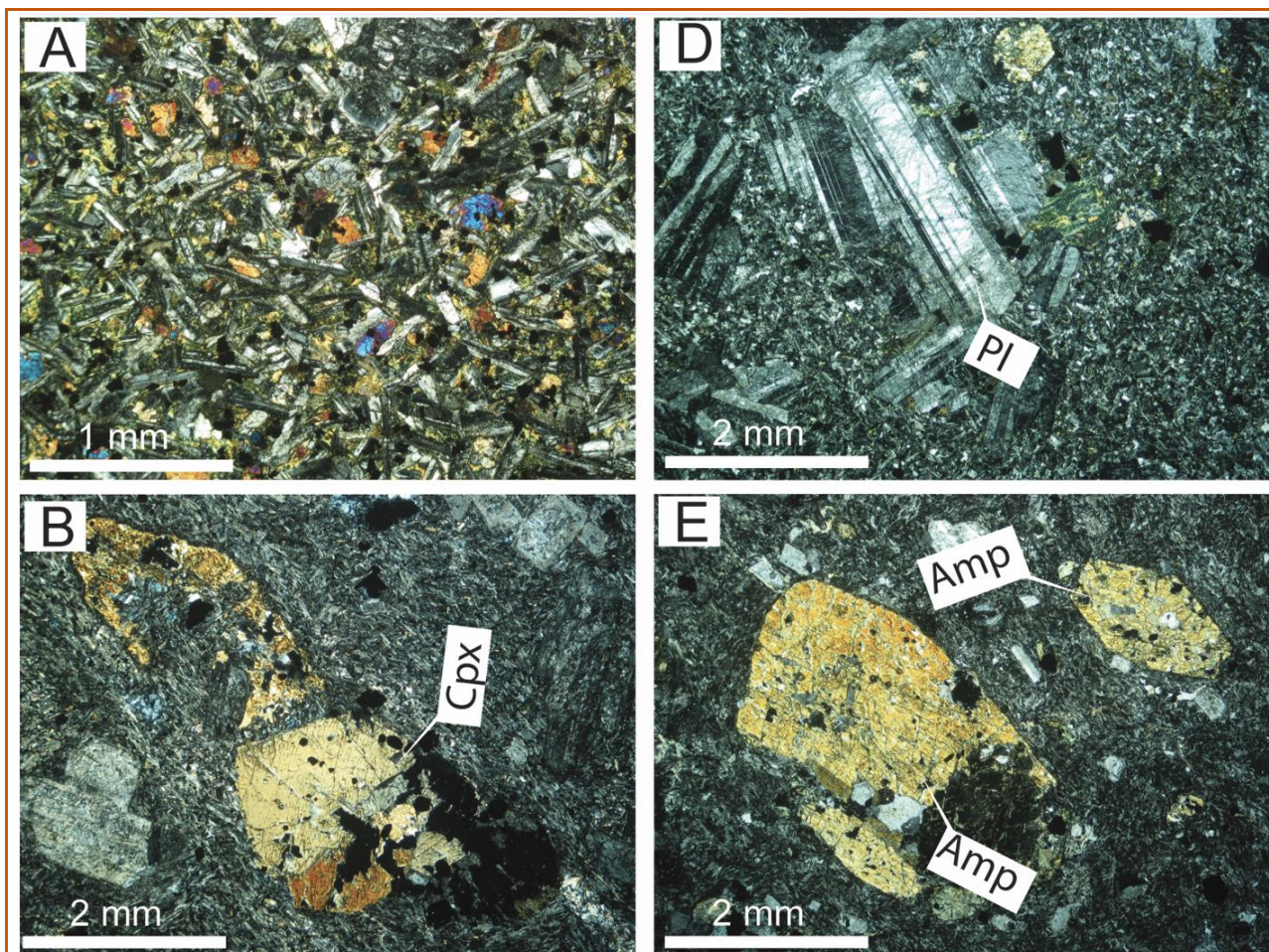
جدول ۱. ادامه.

Table 1. Continued.

Element	DL	TT1	TT4	TT6	TT9	TT20	TT22	TA25	TA32	T-T-20	T-T-22	T-A25	T-A32
Gd	0.05	2.52	6.18	3.13	2.31	2.57	2.73	2.18	2.22	2.21	1.84	6.26	2.86
Tb	0.1	0.5	1.2	0.6	0.5	0.5	0.6	0.4	0.4	0.4	0.4	1.2	0.7
Dy	0.1	3.9	8.3	4.3	4	3.8	3.7	3.3	3.2	3.2	3.2	8.3	4.8
Er	0.1	2	4.4	2.4	2.2	2.1	1.9	1.7	1.6	1.6	1.4	4.2	2.6
Tm	0.1	0.4	0.8	0.4	0.4	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.7	0.5
Yb	0.05	1.76	3.91	2.32	2.16	1.78	1.73	1.75	1.49	1.44	1.63	3.86	2.45
Lu	0.1	0.3	0.7	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.2	0.3	0.3	0.6	0.5
Hf	0.5	2.4	6.1	2.5	1.7	2	2.8	1.8	1.5	2.7	1.5	4	2.7
Ta	0.1	0.3	0.6	0.3	0.5	0.3	0.3	0.3	0.2	0.5	0.3	0.4	0.3
Th	0.1	2.9	10.3	3.2	1	0.8	5.5	1.2	0.3	4.8	1	8.4	1.9
U	0.1	0.9	3.3	1	0.7	0.5	1.6	0.7	0.5	1.6	0.7	2.3	1
FeOt		5.47	5.17	7.57	7.82	5.26	5.88	7.09	6.19	4.39	7.31	11.62	7.39
Nb/Y		0.31	0.18	0.21	0.21	0.19	0.26	0.26	0.17	0.36	0.22	0.13	0.17
Zr/Ti		0.04	0.05	0.01	0.01	0.02	0.03	0.02	0.01	0.04	0.01	0.01	0.02
Ta/Yb		0.17	0.15	0.13	0.23	0.17	0.17	0.17	0.13	0.35	0.18	0.1	0.12
Th/Yb		1.65	2.63	1.38	0.46	0.45	3.18	0.69	0.2	3.33	0.61	2.18	0.78
La/Yb		9.66	9.21	6.9	6.02	8.43	13.87	8	9.4	13.89	7.98	7.77	6.12
Ba/Nb		38.73	96.34	82.89	62.97	62.81	103.95	154.74	115.6	84.71	126.33	83.7	81.58
Eu/Eu*		0.81	0.78	0.81	0.92	0.85	0.86	0.77	0.94	0.65	1.01	0.74	0.86
Nb/U		6.11	2.15	4.5	5.29	6.4	2.69	5.43	5	3.19	4.29	2	3.8
Ce/Pb		9	5.27	4.86	2.5	3.75	3.69	2.8	4	6.83	4.17	3.94	3.67
(La/Sm) <sub>N</sub>		4.06	3.46	3.68	5.24	4.4	6.73	4.3	4.75	6.45	5.24	2.93	3.33
(Sm/Yb) <sub>N</sub>		1.7	1.9	1.34	0.82	1.37	1.47	1.33	1.41	1.54	1.09	1.9	1.31
(La/Yb) <sub>N</sub>		6.92	6.6	4.94	4.31	6.04	9.95	5.73	6.74	9.96	5.72	5.57	4.39
Ba/Nb		38.72	96.33	82.88	62.97	62.81	103.95	154.73	115.6	84.7	126.33	83.69	81.57
Nb/La		0.32	0.19	0.28	0.28	0.21	0.17	0.27	0.17	0.25	0.23	0.15	0.25

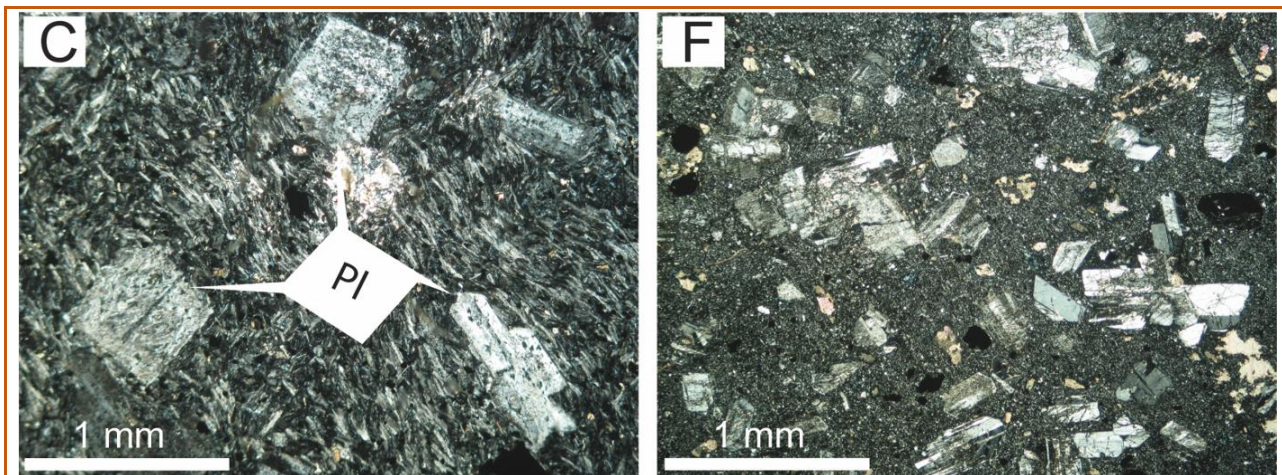
۱۵ تا ۱۰) که البته فراوانی کمتری دارد (۳-A و ۳-B) در صدحجمی). بلورهای کلینوپیروکسن هم به صورت درشت بلور (در اندازه بیشتر کمتر از ۳ میلیمتر) و هم به صورت فازهای بین بلوری در فضای میان بلورهای پلاژیوکلاز (شکل های ۳-A و ۳-B) دیده می شوند. این کانی نیز گاهی سالم و گاه دگرسانی دارد و به کلریت و اپیدوت تجزیه شده است. فاز دیگر آمفیبول (هورنبلند) است که البته کمیاب است و در برخی نمونه ها با فراوانی مودال کم دیده می شود. درشت بلورهای آمفیبول، اگر دیده شوند حاشیه سوخته یا اوپاسیتی دارند؛ رخدادی که در کانی های آبداری مانند آمفیبول در سنگ های آتشفشانی پدیده های رایج و معمول است. کانی های کدر مانند کانی های فرعی و رایج در آندزیت بازالت ها هستند که هم به صورت ریزبلورهای جدا در زمینه و هم به صورت میانبار در برخی بلورهای فرومنیزین مانند کلینوپیروکسن دیده می شوند.

دایک های آندزیت بازالتی در نمونه های دستی رنگ قهوه ای مایل به تیره و ظاهر آفیریک تا پورفیری دارند. بررسی های میکروسکوپی این سنگ ها نشان دهنده تنوع بافت های اینترسرتال، اینترگرانولار، پورفیری، میکرولیتی پورفیری و پیلوتاکیستی است (شکل های ۳-A تا ۳-C). پلاژیوکلاز کانی اصلی است که هم به صورت درشت بلور و میکرولیت در زمینه سنگ دیده می شود. بلورهای پلاژیوکلاز شکل های نیمه شکل دار تا کمابیش شکل دار دارد و بیشتر در اندازه کمتر از ۱ تا نزدیک به ۳ میلیمتر ظاهر می شوند. در برخی نمونه ها ممکن است پلاژیوکلاز تا نزدیک به ۵۰ درصد حجمی سنگ را نیز دربر گیرد (شکل ۳-C). این کانی گاهی منطقه بندی نیز دارد و کم و بیش دگرسان شده است. محصول دگرسانی پلاژیوکلاز بیشتر سریسیت و کائولینیت است. دیگر کانی معمول در سنگ های آندزیت بازالتی، کلینوپیروکسن است (شکل های



**شکل ۳.** ویژگی‌های میکروسکوپی دایک‌های آندزیت بازالتی و آندزیتی مورد بررسی در منطقه سلفچگان-تفرش. **(A)** بافت اینترگرانولار در سنگ‌های آندزیت بازالتی که در آن کانی‌های فرومنیزین به‌ویژه کلینوپیروکسن فضای میان بلورهای پلاژیوکلاز را پر کرده است (نمونه TA25)؛ **(B)** حضور درشت‌بلور کمابیش بزرگ کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز در زمینه‌ای با بافت پیلوتاکسیتی در سنگ‌های آندزیت بازالتی (نمونه TT22)؛ **(C)** بافت پورفیری در سنگ‌های آندزیت بازالتی که در آن درشت‌بلورهای کم و بیش دگرسان‌شده پلاژیوکلاز در یک زمینه سرشار از بلورهای جهت‌یافته فلدسپار پراکنده هستند (نمونه TT22)؛ **(D)** بافت پورفیری در سنگ‌های آندزیتی که با حضور درشت‌بلورهای کمابیش سالم و درشت پلاژیوکلاز در یک دانه‌ریز تا شیشه‌ای شناخته می‌شود (نمونه TT4)؛ **(E)** حضور درشت‌بلورهای کمابیش درشت (تا ۳ میلیمتر) و شکل‌دار آمفیبول (هورنبلند) در یک زمینه با بافت هیالوپیلیتیک در سنگ‌های آندزیتی (نمونه TT20)؛ **(F)** بافت سری‌ایت در سنگ‌های آندزیتی که در آن درشت‌بلورهای بیشتر پلاژیوکلاز با اندازه‌های گوناگون در یک زمینه دانه‌ریز تا شیشه‌ای پراکنده هستند (نمونه TT19) (همه تصاویرها در XPL هستند).

**Figure 3.** Microscopic characteristics of the basaltic andesite and andesitic dykes in the Salafchegan-Tafresh region. **(A)** Intergranular texture observed in basaltic andesite rocks, where ferromagnesian minerals, particularly clinopyroxene, fill the interstitial spaces between plagioclase crystals (sample TA25); **(B)** Coarse clinopyroxene and plagioclase phenocrysts within a pilotaxitic-textured matrix in basaltic andesite rocks (sample TT22); **(C)** Porphyritic texture in basaltic andesite rocks, displaying partially altered plagioclase phenocrysts distributed across a matrix of aligned feldspar crystals (trachytic texture) (sample TT22); **(D)** Porphyritic texture in andesite rocks, featuring relatively well-preserved, coarse plagioclase phenocrysts embedded in a fine-grained to glassy matrix (sample TT4); **(E)** Coarse and euhedral amphibole phenocrysts (up to 3 mm) within a hyalopilitic-textured groundmass in andesitic rocks (sample TT20); **(F)** Seriate texture in andesitic rocks, with plagioclase phenocrysts of varying sizes dispersed in a fine-grained to glassy matrix (sample TT19) (All images were taken under cross-polarized light or XPL).



شکل ۳. ادامه.

Figure 3. Continued.

درشت بلور سنگ، آمفیبول است که در برخی نمونه‌ها دیده می‌شود (شکل ۳- E). حضور آمفیبول (هورنبلند) بیشتر به صورت ریزدرشت بلور تا درشت بلور در اندازه‌های ۱ تا ۴ میلیمتر و به صورت شکل دار تا نیمه شکل دار است. به‌طور کلی، فراوانی فازهای فرومنیزین در آندزیت‌ها کمتر از سنگ‌های آندزیت بازالتی است؛ تا جایی که در برخی نمونه‌های آندزیتی نشانه‌های کمی از درشت بلورهای این کانی‌ها دیده می‌شود. در آندزیت‌ها نیز، کانی‌های کدر (اکسیدهای آهن- تیتانیم دار) معمول ترین فاز فرعی در سنگ هستند که به صورت ریزبلورهای بی شکل در زمینه و گاهی نیز به صورت ریزدرشت بلور پدیدار می‌شوند و چه بسا گاه تا نزدیک به ۵ درصد مودال را نیز دربر می‌گیرند. حضور کلسیت ثانویه که گاهی جانشین کانی‌های اولیه شده و گاهی فضای‌های خالی پدید آمده را پر می‌کند در برخی نمونه‌های آندزیتی رایج است (شکل ۳- F).

### زمین شیمی

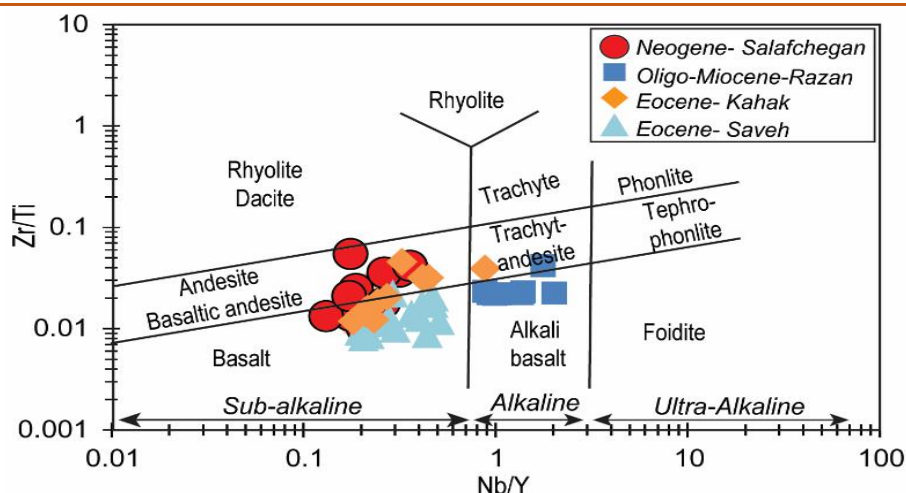
ترکیب شیمیایی نمونه‌های تجزیه شده دایک‌های منطقه سلفچگان در جدول ۱ آورده شده است. بر پایه ترکیب شیمیایی بدون LOI، میزان  $\text{SiO}_2$  نمونه‌ها از ۵۱/۷۵ تا ۶۴/۹۷ درصدوزنی متغیر است که نشان دهنده تغییرات ترکیبی آنها در بازه مافیک تا حد واسط است. در نمودار رده بندی بر پایه عنصرهای کمیاب نامتحرک که مبتنی بر تغییرات نسبت Nb/Y در برابر Zr/Ti

گمان می‌رود کانی‌های کدر در این سنگ‌ها بیشتر از جنس اکسیدهای آهن - تیتانیم دار هستند و از دیدگاه اندازه گاهی تا ۱ میلیمتر نیز می‌رسند. این کانی‌ها با فراوانی تا ۵ درصد حجمی، فراوان ترین و مهم ترین کانی فرعی دایک‌ها هستند و بیشتر به حالت نیمه شکل دار تا بی شکل و گاهی کمابیش شکل دار هستند.

دایک‌های آندزیتی نیز در نمونه دست‌ساز سیمای آفانیتیک تا پورفیری دارند و رنگ و چهره‌ای شبیه دایک‌های آندزیت بازالتی نشان می‌دهند. این سنگ‌ها نیز بافت‌های متنوعی مانند پورفیری، هیالوپیلیتیک و سری‌ایت را به نمایش می‌گذارند. فراوان ترین درشت بلور در دایک‌های آندزیتی، پلاژیوکلاز است تا جایی که در برخی نمونه‌ها، تنها کانی درشت بلور سنگ است. بلورهای پلاژیوکلاز از دیدگاه ویژگی‌های میکروسکوپی سالم تا کمابیش سالم و گاه با دگرسانی شدید هستند (دگرسانی به سرسیت و کانی‌های رسی) و اندازه بیشتر آنها از ۳ میلیمتر کوچک تر است (شکل‌های ۳- D و ۳- F). افزون بر این، بیشتر بلورهای پلاژیوکلاز نیمه شکل دار تا کمابیش شکل دار هستند. کلینوپیروکسن، دیگر کانی آندزیت‌هاست که البته بیشتر به صورت ریزبلورهای در زمینه سنگ در فضای میان میکرولیت‌های پلاژیوکلاز (بافت اینترسرتال) یافت می‌شود و گاهی نیز به صورت درشت بلور دیده می‌شود. در بسیاری موارد، کلینوپیروکسن‌ها دگرسانی دارند و با کانی‌های ثانویه‌ای مانند کلریت و اپیدوت جایگزین شده‌اند. دیگر فاز

نمونه‌هاست. مجموع عنصرهای آلکالن نمونه‌ها  $(Na_2O+K_2O)$  از  $3/98$  تا  $8/09$  درصدوزنی تغییر می‌کند که آن نیز گواهی بر سرشت کالک‌آلکالن نمونه‌هاست.

است (شکل ۴)، دایک‌های منطقه سلفچگان بیشتر در محدوده ترکیبی آندزیت بازالت و آندزیت جای گرفته‌اند. افزون‌براین، مقدار Nb/Y نمونه‌ها در این نمودار ( $>0/7$ ) نشان‌دهنده سری ساب‌آلکالن (کالک‌آلکالن)



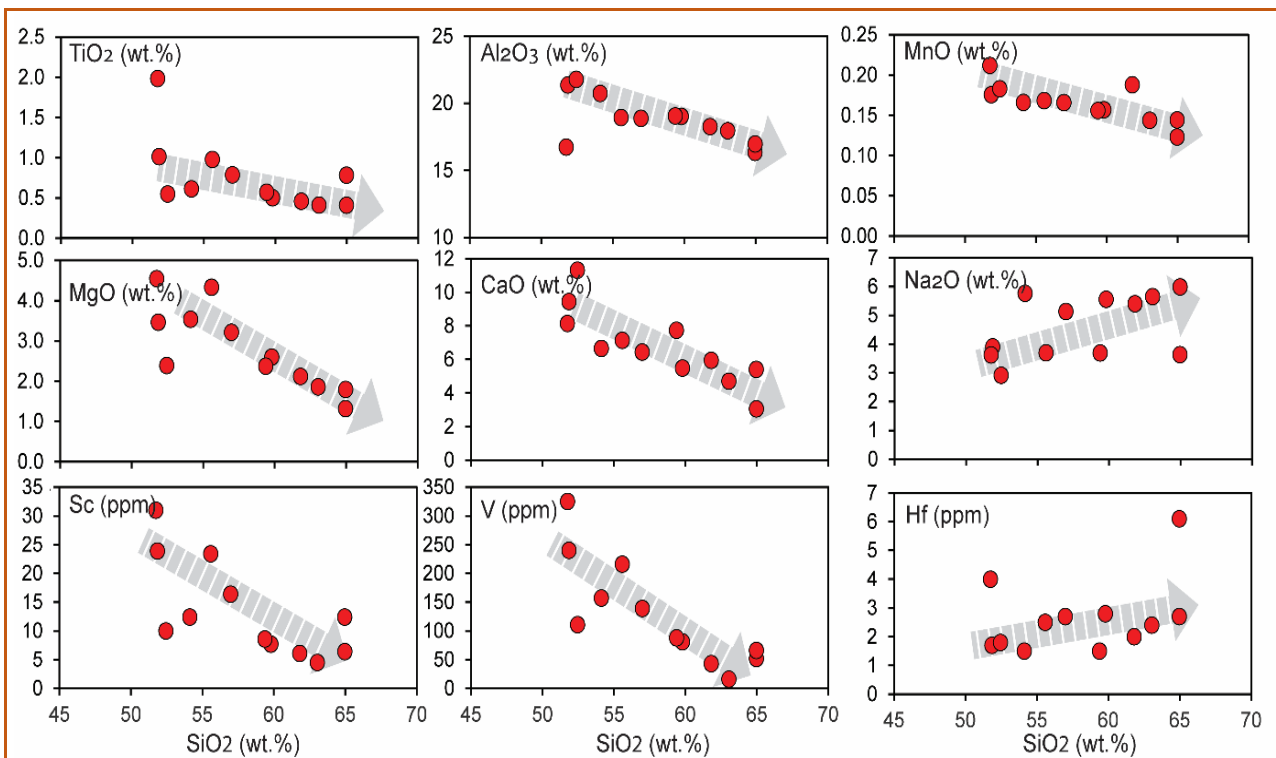
شکل ۴. نمودار Nb/Y در برابر Zr/Ti (Pearce, 1996). نمونه‌هایی از دیگر مناطق کمان ارومیه- دختر مانند سنگ‌های آتشفشانی ائوسن ساوه (Delavari et al., 2017)، سنگ‌های آتشفشانی ائوسن کهک، قم (Delavari and Damghani, 2022) و سنگ‌های آتشفشانی ایگو-میوسن رزن، همدان (Delavari et al., 2021) نیز نمایش داده شده است.

**Figure 4.** Nb/Y versus Zr/Ti diagram (Pearce, 1996). For comparison, data from other regions of the Urmia-Dokhtar magmatic belt are also plotted, including: Eocene volcanic rocks from Saveh (Delavari et al., 2017), Eocene volcanic rocks from Kahak, Qom (Delavari and Damghani, 2022), and Oligo-Miocene volcanic rocks from Razan, Hamadan (Delavari et al., 2021).

سیلیس سنگ یا پیشرفت روند تحولی مذاب، روند کاهشی نشان می‌دهند؛ اما مقادیر  $Hf$  و  $Na_2O$  روند افزایشی دارند. با توجه به همبستگی نمونه‌ها و روند پیوسته آنها در نمودار هارکر گمان می‌رود ارتباط زایشی میان آنها محتمل باشد. از این‌رو، با فرض اینکه نمونه‌ها ارتباط زایشی داشته‌اند و همچنین، تفاوت زمین‌شیمیایی آنها از تبلوربخشی متأثر بوده باشد، سازگاری و ناسازگاری رفتار عنصرها چه‌بسا بازتابی از کانی‌های در حال تبلور و جدایش است. روند کاهشی  $MgO$ ،  $MnO$ ،  $TiO_2$ ،  $Sc$  و  $V$  می‌تواند با تبلوربخشی کانی‌های فرومنیزین مانند الیوین، پیروکسن و یا اکسیدهای آهن-تیتانیم در ارتباط باشد. از سوی دیگر، کاهش  $Al_2O_3$  و  $CaO$  در مذاب بجامانده نیز شاید به‌طور منطقی با تبلوربخشی پلاژیوکلاز کلسیک در ارتباط باشد (Rollinson, 1993).

مقدار عدد منی-زیم یا  $Mg\#$  [ $=MgO \cdot 100 / (MgO + FeO_T)$ ] از  $31/2$  تا  $50/5$  تغییر می‌کند و همچنین، نیکل ( $>22$  پی‌پی‌ام) و کرومیم ( $>27$  پی‌پی‌ام) نیز مقدار کمی دارند (جدول ۱) که نشان می‌دهند نمونه‌ها تحول زمین‌شیمیایی بالایی را سپری کرده‌اند و نسبت به یک مذاب اولیه در تعادل با کانی‌شناسی گوشته که  $Mg\# < 70$ ،  $Ni < 300-400$  پی‌پی‌ام) و  $Cr < 1000$  پی‌پی‌ام) بسیار بالاتری دارد (Wilson, 2007)، فاصله بسیاری دارند.

تبلوربخشی از فرایندهای اصلی است که گمان می‌رود در تحول زمین‌شیمیایی ماگما نقش داشته باشد. در همین راستا نمودارهای هارکر نمونه‌ها (شکل ۵)، بررسی شد. در نمودارهای هارکر (شکل ۵)، مقدار  $TiO_2$ ،  $Al_2O_3$ ،  $MgO$ ،  $MnO$ ،  $CaO$ ،  $Sc$  و  $V$  با افزایش میزان

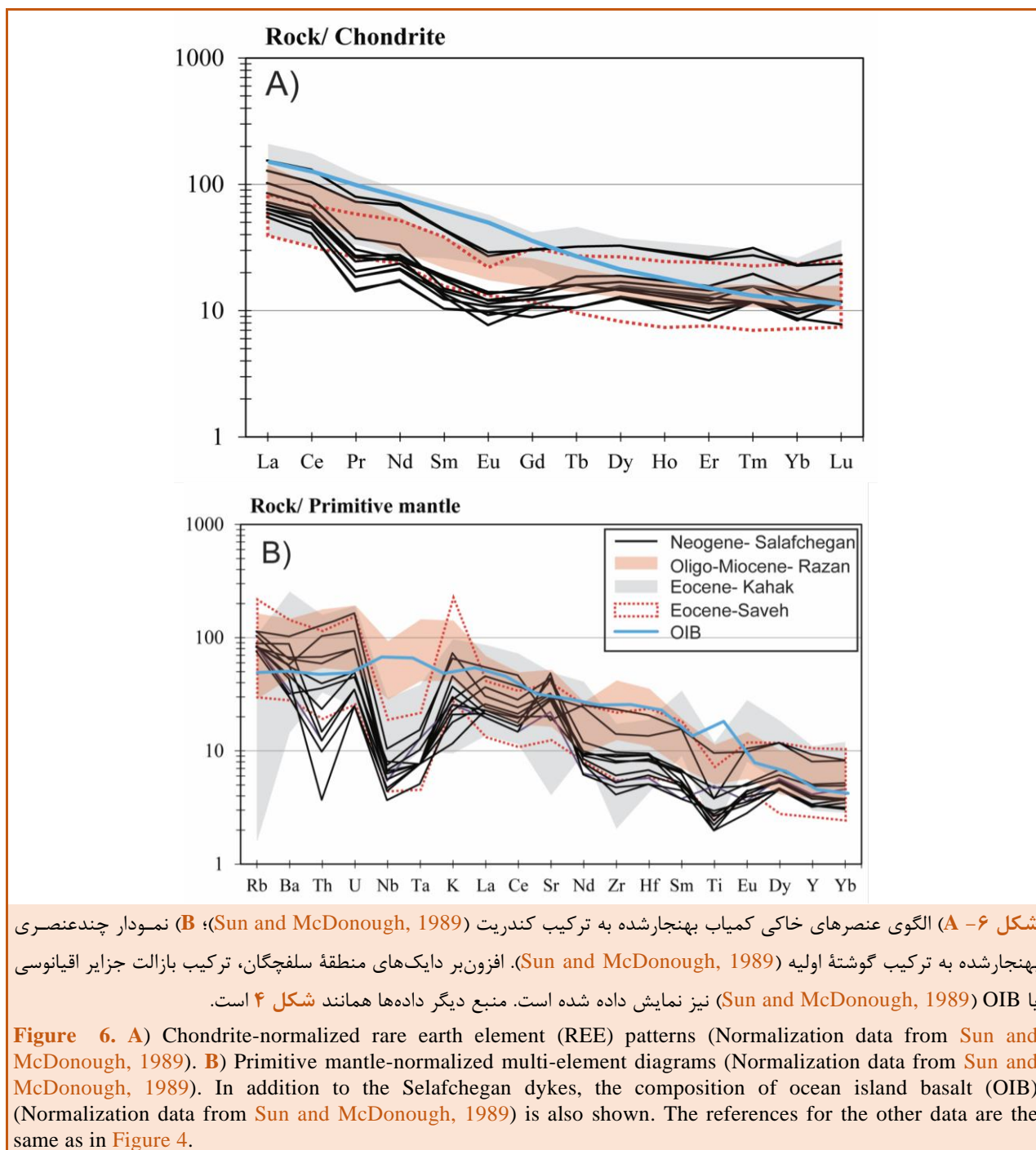


شکل ۵. نمودار هارکر دایک‌های منطقه سلفچگان.

Figure 5. Harker diagram of the dykes from the Salafchegan area.

نسبت‌های  $(La/Yb)_N$  و  $(La/Sm)_N$  به‌ترتیب نزدیک به  $۲/۹ - ۶/۷$  و  $۱۰ - ۴/۳$  شناخته می‌شود. همچنین، نسبت  $(Sm/Yb)_N$  از  $۰/۸$  تا  $۱/۹$  تغییر می‌کند که نشان می‌دهد شکل الگوهای عنصرهای خاکی کمیاب در بخش MREE-HREE هموار تا بسیار کم‌شیب است و به عبارتی تهی‌شدگی نسبی HREE چندان محسوس نیست. نبود تهی‌شدگی HREE با نبود گارنت برجای مانده در خاستگاه گوشته‌ای سازگاری دارد (Chung et al., 2009; Kamei et al., 2009; Goss et al., 2010; Zhang et al., 2017). آنومالی منفی Eu از دیگر ویژگی‌هایی است که الگوها نشان می‌دهند و با نسبت  $Eu/Eu^*$  از  $۰/۶۵$  تا  $۱$  شناخته می‌شود و نشان‌دهنده اثرگذاری تبلوربخشی پلاژیوکلاز بر ترکیب مذاب است (Rollinson, 1993; Tilhac et al., 2023).

در شکل ۶-A، الگوی عنصرهای خاکی کمیاب به‌نچارشده به ترکیب کندریت نمایش داده شده است. دایک‌های منطقه سلفچگان الگوهایی به نمایش می‌گذارند که از نظر شکل و شیب الگوها همسانی بسیاری به همدیگر دارند. از این‌رو، گمان می‌رود نمونه‌ها با یکدیگر ارتباط زایشی دارند و یا چه‌بسا هم‌خاستگاه باشند. در این نمونه‌ها، همه عنصرهای خاکی کمیاب نسبت به ترکیب کندریت (Sun and McDonough, 1989) غنی‌شدگی دارند؛ به‌گونه‌ای که میانگین LREE آنها نزدیک به ۵۲ برابر، MREE نزدیک به ۱۶ برابر و HREE نزدیک به ۱۴ برابر نسبت به کندریت غنی‌شده است. از سوی دیگر، غنی‌شدگی نسبی عنصرهای خاکی کمیاب سبک (LREE) نسبت به عنصرهای خاکی کمیاب میانه (MREE) و عنصرهای خاکی کمیاب سنگین (HREE) وجود دارد که از روی



۱۰ برابر کمتر است و تمرکز عنصرهای LIL از ۵۰ تا ۱۰۰ برابر نسبت به ترکیب گوشته اولیه تغییر می‌کنند. از این‌رو، غنی‌شدگی LILE/HFSE از ویژگی‌های آشکار نمونه‌های منطقه است؛ به‌گونه‌ای که در نمودارهای چندعنصری آنومالی منفی عنصرهای Nb و Ta و تا اندازه‌ای Ti به‌خوبی دیده می‌شود. همان‌گونه که در ادامه به آن پرداخته خواهد

در شکل ۶-B، نمودار چندعنصری بهنجارشده به ترکیب گوشته اولیه نمایش داده شده است. در نمونه‌های بررسی‌شده، غنی‌شدگی از عنصرهای لیتوفیل یون بزرگ (LILE) مانند Rb، K، Ba و Sr و تهی‌شدگی از عنصرهای با قدرت میدان بالا (HFSE) مانند Nb، Ta، Ti و Zr دیده می‌شود. در این نمونه‌ها، به‌طور کلی تمرکز عنصرهای HFS از

سطح تمرکز عنصرهای ناسازگار را دارد را می‌توان در میان دیگر نمونه‌ها به‌عنوان مذاب مادر دانست. در نمونه‌های بررسی شده، نمونه TT22 از این ویژگی برخوردار است و تمرکز عنصر در آن به‌عنوان (C<sub>0</sub>) در نظر گرفته شده است. رابطه به‌کاررفته در الگوسازی به‌صورت زیر است (Rollinson, 1993):

$$C_1 = C_0 F(D-1)$$

در این رابطه، C<sub>1</sub> تمرکز عنصر در مذاب بجامانده (مذاب دختر)، C<sub>0</sub> تمرکز عنصر در مذاب آغازین (مذاب مادر)، F نسبت مذاب بجامانده هنگام تبلوربخشی و D ضریب توزیع کلی<sup>۹</sup> عنصر مربوطه است. افزون‌بر این، برای ضریب‌های توزیع به‌کاررفته برای کانی‌های گوناگون مانند، پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن، الیوین، آمفیبول و ماگنتیت از منابع گوناگون بهره گرفته شده است (Fujimaki et al., 1984; McKenzie and O'Nions, 1991; LaTourrette et al., 1995; Foley et al., 1996). نکته مهم دیگر گزینش نوع کانی‌های تفریق‌شونده است که بر پایه درشت‌بلورهای در سنگ می‌توان حدس زد و بررسی کرد. با توجه به حضور درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن و آمفیبول در نمونه‌ها، این کانی‌ها به‌عنوان فازهای اصلی تفریق‌شونده برگزیده شدند. بر پایه الگوسازی انجام‌شده در برنامه اکسل (شکل A-۷)، با فرض اینکه نمونه TT22 مذاب مادر دانسته شود اگر دچار نزدیک به ۸۰ درصد تبلوربخشی با ترکیب و نسبت کانی‌شناسی 50% cpx + 30% pl + 10% ol + 10% amph شده باشد می‌تواند مذاب الگوی تولید کند که از نظر شیمیایی شباهت چشمگیری به نمونه TA25 دارد. در شکل B-۷ الگوسازی دیگری آورده شده است که در آن مذاب مادری مانند نمونه TT22 دچار نزدیک به ۸۰ درصد تبلوربخشی با ترکیب و نسبت کانی‌شناسی 50% cpx + 30% pl + 10% amph + 10% mt شده است و مذاب الگوی پدیدآمده با نمونه TT4 شباهت شیمیایی بسیاری دارد. در الگوسازی دیگر (شکل C-۷) درصد تبلوربخشی ۵۰ درصد است و در واقع مذاب الگو، مذاب بجامانده‌ای با حجم ۵۰٪ است. در این باره نیز ترکیب و نسبت کانی‌شناسی به‌صورت 50% cpx

شد این ویژگی در نمودارهای چندعنصری از ویژگی‌های مهم مذاب‌های مرتبط با پهنه‌های فرورانشی است.

## بحث

### الگوسازی فرایند تبلوربخشی

عوامل گوناگونی مانند تبلوربخشی، هضم، آلیش و اختلاط ماگمایی به تغییر در ترکیب شیمیایی مذاب می‌انجامند. در میان این فرایندها، تبلوربخشی از اصلی‌ترین و مهم‌ترین فرایندها به‌شمار می‌روند. درباره الگوسازی زمین‌شیمیایی سنگ‌های آذرین و روابط و پارامترهای لازم برای آن تا کنون بسیاری بحث شده است (Rollinson, 1993; Albarède, 1996; Herzberg and Asimow, 2008; Kimura et al., 2009; Ersoy and Helvacı, 2010; Ersoy, 2013; Herzberg and Asimow, 2015; Gündüz and Asan, 2021). با توجه به آنچه پیشتر در نمودارهای هارکر گفته شد (شکل ۵)، گمان می‌رود تنوع زمین‌شیمیایی نمونه‌های منطقه با فرایند تبلوربخشی بسیار سازگاری دارد. از این‌رو، در اینجا به الگوسازی تئوریک تبلوربخشی پرداخته شده است. تبلوربخشی ماگما می‌تواند به دو صورت تبلور تعادلی<sup>۶</sup> و یا تبلوربخشی<sup>۷</sup> روی دهد. در تبلور تعادلی فازهای جامد در هنگام تبلور در مذاب به‌جای می‌ماند و با فاز مذاب در تعادل شیمیایی است. در این حالت، ترکیب مذاب و بلورها به‌طور مداوم با هم در حال تعامل و تبادل شیمیایی هستند. در تبلوربخشی بلورهای پدیدآمده پیش از رسیدن به تعادل از مذاب جدا می‌شوند و از این‌رو، تعادل شیمیایی میان مذاب و بلورها پابرجا نمی‌ماند. در اینجا با توجه به همخوانی خروجی الگوسازی، از الگوسازی تبلوربخشی یا تبلور ریلی<sup>۸</sup> بهره گرفته شده است و همان‌گونه که در شکل ۷ دیده می‌شود، مذاب الگو همخوانی خوبی با نمونه‌های بررسی شده دارد. برای الگوسازی نیاز است یکی از نمونه‌ها مذاب مادر دانسته شود. در این‌باره، نمونه با بیشترین مقدار عنصرهای سازگار (مانند MgO یا Mg#) که کمترین

<sup>6</sup> equilibrium crystallization

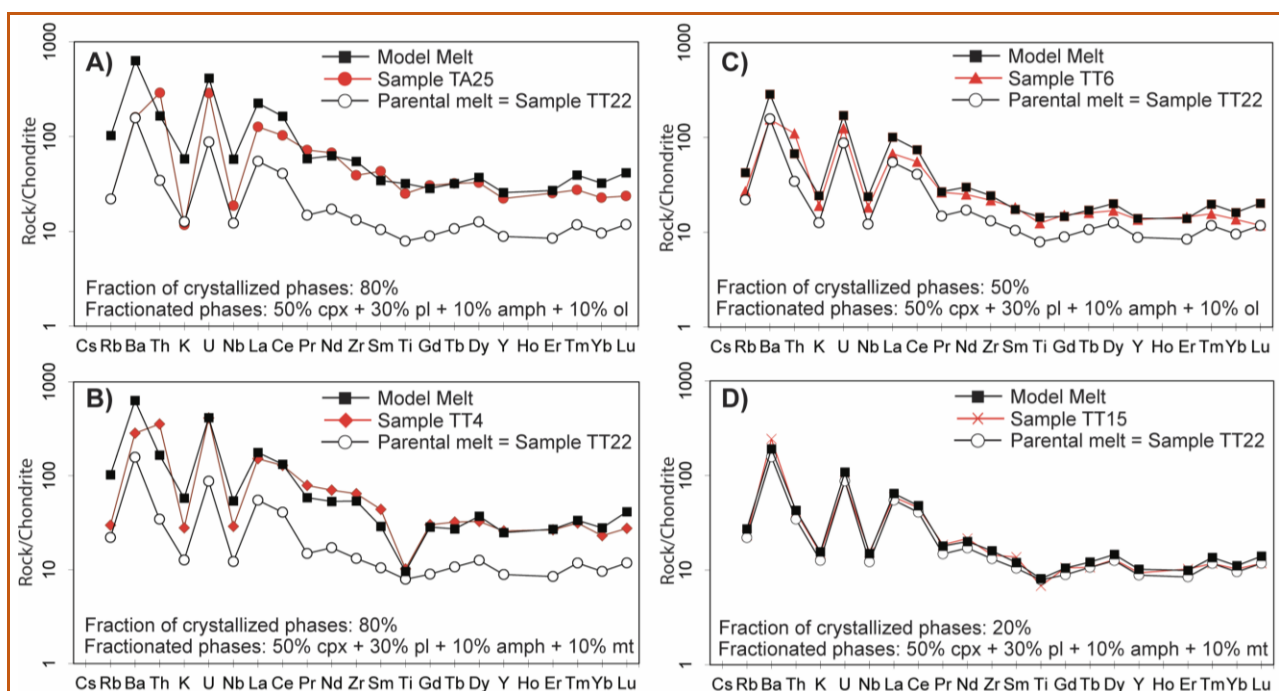
<sup>7</sup> fractional crystallization

<sup>8</sup> Rayleigh fractionation

<sup>9</sup> Bulk partition coefficient

بسیاری به نمونه TT15 دارد. از این‌رو، با توجه به این الگوسازی، می‌توان از طریق تبلوربخشی، میان نمونه‌های مختلف رابطه‌ی زایشی معنادار و پذیرفتنی پیدا کرد؛ به‌گونه‌ای که بتوان با درصدهای متفاوت تبلوربخشی با ترکیب کانی‌شناسی مختلف از مذاب مادری مانند یکی از نمونه‌ها (TT22) نمونه‌های دیگر را پدید آورد.

مذاب الگوی حاصل شباهت بسیاری با نمونه TT6 دارد. در برخی نمونه‌ها نیز که غنی‌شدگی عنصرهای ناسازگار آنها چندان نسبت به مذاب مادر بالاتر نیست (مانند نمونه TT15) قاعدتاً درصد تبلوربخشی کمتری لازم است. برای نمونه، در شکل ۷-D، مذاب الگوی تولیدشده با تبلوربخشی ۲۰ درصد (حجم مذاب بجامانده ۸۰ درصد) شباهت



شکل ۷- A تا D) الگوسازی تئوریک تبلوربخشی با فرض اینکه ترکیب نمونه TT2 مذاب مادر باشد. در هر کدام از شکل‌های A تا D، درصد تبلوربخشی و درصد و نوع کانی‌های تفریق‌شونده آورده شده است. توضیحات تکمیلی در متن آمده است.

**Figure 7. A to D)** Fractional crystallization modeling assuming that the composition of sample TT2 is the parent melt. Each panel (A–D) displays the percentage of fractional crystallization, along with the proportion and type of fractionating minerals. Further details are provided in the text.

الگوهای مختلف به تولید مذاب‌هایی با ویژگی‌های زمین‌شیمیایی متمایز انجامیده است. افزون بر این، پارامترهایی مانند فشار و فوگاسیته اکسیژن نیز می‌توانند بر ضریب توزیع عنصرها (D) تأثیر بگذارند (Klein et al., 1997; Adam and Green, 2003; Tiepolo et al., 2007) و در نتیجه، روند تبلوربخشی را تحت‌تأثیر قرار دهند. برای نمونه، در شرایط اکسیدان، گرایش آهن به حضور در فازهای اکسیدی مانند مگنتیت افزایش می‌یابد، که این امر می‌تواند باعث تفریق انتخابی این عنصر و تغییر مسیر تحول مذاب شود. در نهایت، با توجه به نتایج

نتایج الگوسازی همچنین، نشان می‌دهد تغییرات در ترکیب کانی‌های تفریق‌شونده می‌تواند تأثیر چشمگیری بر روند تحول مذاب داشته باشد. برای نمونه، افزایش سهم کلینوپیروکسن در ترکیب کانی‌شناسی می‌تواند کاهش سریع‌تر غلظت عنصرهای سازگار مانند Mg و Fe در مذاب بجامانده را به دنبال داشته باشد. از سوی دیگر، حضور آمفیبول به‌علت ظرفیت بالای آن در جذب عنصرهای ناسازگار مانند K و Rb، می‌تواند باعث غنی‌شدگی متفاوتی در مذاب دختر شود. این موضوع به‌خوبی در نمونه‌های الگوشده مشهود است، به‌گونه‌ای که تغییر نسبت کانی‌ها در

نشان می‌دهند؛ اما سنگ‌های آتشفشانی رزن (ماگماتیسیم الیگو-میوسن) چنین سرشت‌هایی نشان نمی‌دهند و تهی‌شدگی نسبی عنصرهای HFS در آنها دیده نمی‌شود. افزون‌بر این، ماگماتیسیم ائوسن و نئوزن سرشت کالک‌آلکان و ماگماتیسیم الیگو-میوسن سرشت آلکان دارند (شکل ۴). از این‌رو، ماگماتیسیم ائوسن و نئوزن کمان ارومیه-دختر، سرشت‌های زمین‌شیمیایی مشابه با ماگماتیسیم کمانی یا پهنه‌های فرورانش نشان می‌دهند و گمان می‌رود خاستگاه گوشته‌ای آنها تحت‌تأثیر مواد فرورانشی قرار گرفته باشد که از ورقه فرورانشی نئوتیس آزاد شده است. این سیالات معمولاً حاوی مقادیر چشمگیری از عنصرهای متحرک (مانند عنصرهای LIL) هستند؛ اما عنصرهای HFS به‌علت حلالیت کم در سیال، کمتر انتقال می‌یابند. این امر به پیدایش الگوی غنی‌شدگی LIL و تهی‌شدگی HFS می‌انجامد. برعکس، درباره ماگماتیسیم الیگو-میوسن (رزن) که چنین ویژگی‌هایی ندارند و الگوهای آنها به مذاب‌های OIB شباهت بسیاری دارد (شکل ۶-B)، اثرات فرایندهای فرورانشی در خاستگاه مذاب چندان آشکار نیست و احتمالاً از یک منبع گوشته‌ای کمتر دگرسان‌شده و غنی‌شده از عنصرهای ناسازگار (مانند Nb و La) جدایش یافته‌اند. تغییرات نسبت Ta/Yb برابر Th/Yb (شکل ۸) تمایز خاستگاه گوشته‌ای ماگماتیسیم الیگو-میوسن (منطقه رزن) و ماگماتیسیم ائوسن و نئوزن (مناطق ساوه و سلفچگان) کمان ماگمایی ارومیه-دختر را آشکار کند به‌گونه‌ای که ماگماتیسیم الیگو-میوسن از یک خاستگاه گوشته‌ای همانند خاستگاه OIB که چندان تحت‌تأثیر فرایندهای فرورانشی نبوده است، سرچشمه گرفته است؛ اما ماگماتیسیم ائوسن و نئوزن از یک خاستگاه گوشته‌ای خاستگاه گرفته که به‌روشنی دچار سیالات پهنه فرورانش بوده است.

این تفاوت‌های زمین‌شیمیایی می‌تواند با تغییرات خاستگاه مذاب از گوشته سنگ‌کره‌ای به گوشته سست‌کره‌ای تفسیر شود. اگرچه در این پژوهش به داده‌های ایزوتوپی پرداخته نشده است، اما نسبت‌های عنصرهای کمیاب مانند Nb/La و Nb/U می‌توانند نشانگرهایی باشند که برای بررسی تفاوت‌های خاستگاه

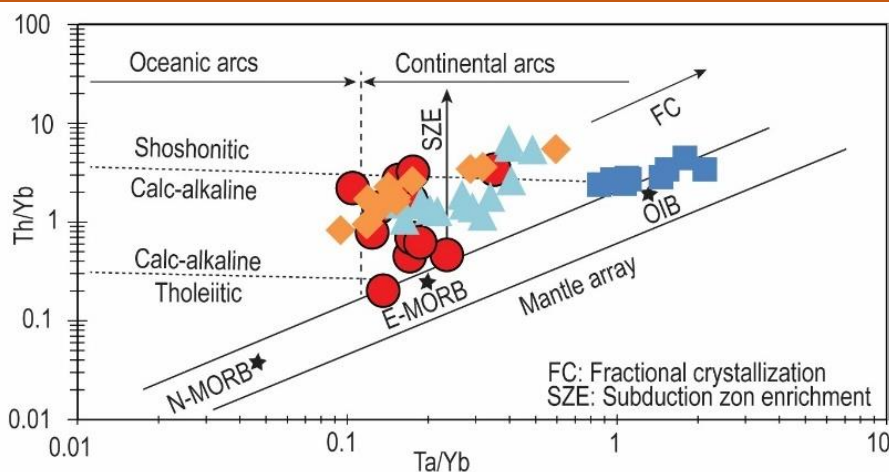
به‌دست‌آمده از الگوسازی، می‌توان چنین استنباط کرد که تبلوربخشی می‌تواند نقش کلیدی در تنوع زمین‌شیمیایی نمونه‌های بررسی‌شده داشته باشد. با اینحال گمان می‌رود به‌علت در دسترس نبودن داده‌های ایزوتوپی، دستیابی به درک ژرف‌تری از فرایندهای ماگمایی منطقه نیازمند بررسی دیگر عوامل احتمالی مانند آمیختگی ماگمایی یا آلیش پوسته‌ای است.

### خاستگاه مذاب

زمین‌شیمی عنصرهای کمیاب می‌تواند برای تمایز میان خاستگاه مذاب‌های جداشده از گوشته سنگ‌کره‌ای و گوشته سست‌کره‌ای بسیار کارآمد باشد. به‌طور کلی گوشته سنگ‌کره‌ای به‌علت تحمل فرایند ذوب بخشی طولانی مدت معمولاً دیرگدازتر است و از سوی دیگر، به‌علت اثرگذاری فرایندهای دگرسانی فراوان، از دیدگاه شیمیایی ناهمگن‌تر است؛ اما گوشته سست‌کره‌ای کمابیش بارورتر یا غنی‌شده‌تر از عنصرهای ناسازگار است و همچنین، در مقایسه با گوشته سنگ‌کره‌ای همگن‌تر است. اگرچه فرایندهایی که باعث تغییرات فراوانی عنصرهای کمیاب در گوشته سنگ‌کره‌ای می‌شوند به‌خوبی شناخته نشده‌اند، اما به‌طور کلی به یک سیال یا فاز مذاب سیلیکاته غنی از مواد فرار ( $H_2O$ ,  $CO_2$ ) نسبت داده می‌شوند (Rudnick et al., 1993; Griffin et al., 2009). یکی از شواهد زمین‌شیمیایی نشان‌دهنده ردپای غنی‌شدگی توسط سیال در خاستگاه گوشته‌ای مذاب، غنی‌شدگی عنصرهای متحرک LIL (مانند K و Rb) نسبت به عنصرهای نامتحرک HFS (مانند Ta, Zr, Nb) است که در نمودارهای چندعنصری به‌نچار شده دیده و درک می‌شود (McCulloch and Gamble, 1991; Hawkesworth et al., 1993; Foley et al., 2000; Elliott, 2003; Tatsumi, 2005; Hermann and Rubatto, 2009). در نمودارهای چندعنصری به‌نچار شده نسبت به ترکیب گوشته اولیه (شکل ۶-B)، دایک‌های بررسی‌شده (ماگماتیسیم نئوزن) همراه با سنگ‌های آتشفشانی مناطق کهک و ساوه (ماگماتیسیم ائوسن) در عنصرهای HFS (مانند Nb, Ta, Ti) آنومالی منفی و همزمان در عنصرهای LIL (مانند Ba, Rb, K, Sr) آنومالی مثبت

**شکل ۹-B**، که نسبت  $Nb/La$  به  $Ba/Nb$  رسم شده است نیز نمونه‌های الیگو-میوسن به سمت گوشته سست‌کره‌ای خاستگاه OIB گرایش دارند؛ اما همه نمونه‌های ائوسن و نئوزن در قلمرویی متفاوت به سمت خاستگاه سنگ‌کره‌ای جای گرفته‌اند. نسبت  $Nb/U$  نیز در دو گروه از نمونه‌های یادشده متفاوت است (**شکل ۹-C**)؛ به‌گونه‌ای نمونه‌های الیگو-میوسن با نسبت بالاتر  $Nb/U$  به ترکیب گوشته سست‌کره‌ای گرایش دارند. این تفاوت‌ها می‌تواند پیامد تغییر در دینامیک و وضعیت دما-فشاری گوشته در طول زمان باشد؛ به‌گونه‌ای که در زمان‌های ائوسن و نئوزن، در پهنه فرافروانشی نئوتتیس وضعیتی حاکم بوده است که گوشته سنگ‌کره‌ای را در برابر ذوب‌بخشی قرار داده است؛ اما در زمان الیگو-میوسن، گوشته سست‌کره‌ای خاستگاه ماگماتیسم منطقه بوده است.

گوشته‌ای مذاب به‌کار برده شوند. در اینبار، نسبت  $Nb/La$  از فاکتورهایی زمین‌شیمیایی مهم برای تمایز خاستگاه گوشته سنگ‌کره‌ای و سست‌کره‌ای است؛ بدین‌گونه که نسبت بالای  $Nb/La$  ( $>1$ ) نشان‌دهنده گوشته سست‌کره‌ای یا خاستگاه گوشته‌ای همانند خاستگاه OIB است که چندان تحت تأثیر مواد فرورانشی نبوده است؛ اما نسبت کم  $Nb/La$  ( $>0/5$ )، به خاستگاه گوشته‌ای سنگ‌کره‌ای ارتباط دارد که کم و بیش در اثر سیالات و مذاب‌های فرورانشی دگرسان شده و غنی‌شدگی پیدا کرده است (Smith et al., 1999; Çoban et al., 2012). در **شکل ۹-A**، سنگ‌های آتشفشانی ائوسن (کهک و ساوه) و نئوزن (سلفچگان) با نسبت  $Nb/La$  کمتر از  $0/5$  در محدوده گوشته سنگ‌کره‌ای و سنگ‌های آتشفشانی الیگو-میوسن (رزن) با نسبت  $Nb/La$  بیش از  $1$  در محدوده گوشته سست‌کره‌ای جای گرفته‌اند. در



**شکل ۸**. نمودار  $Ta/Yb$  در برابر  $Th/Yb$  (Pearce, 1983) (نماد نمونه‌ها همانند شکل ۴).

**Figure 8.**  $Ta/Yb$  versus  $Th/Yb$  diagram (Pearce, 1983) ( Symbols as in Figure 4).

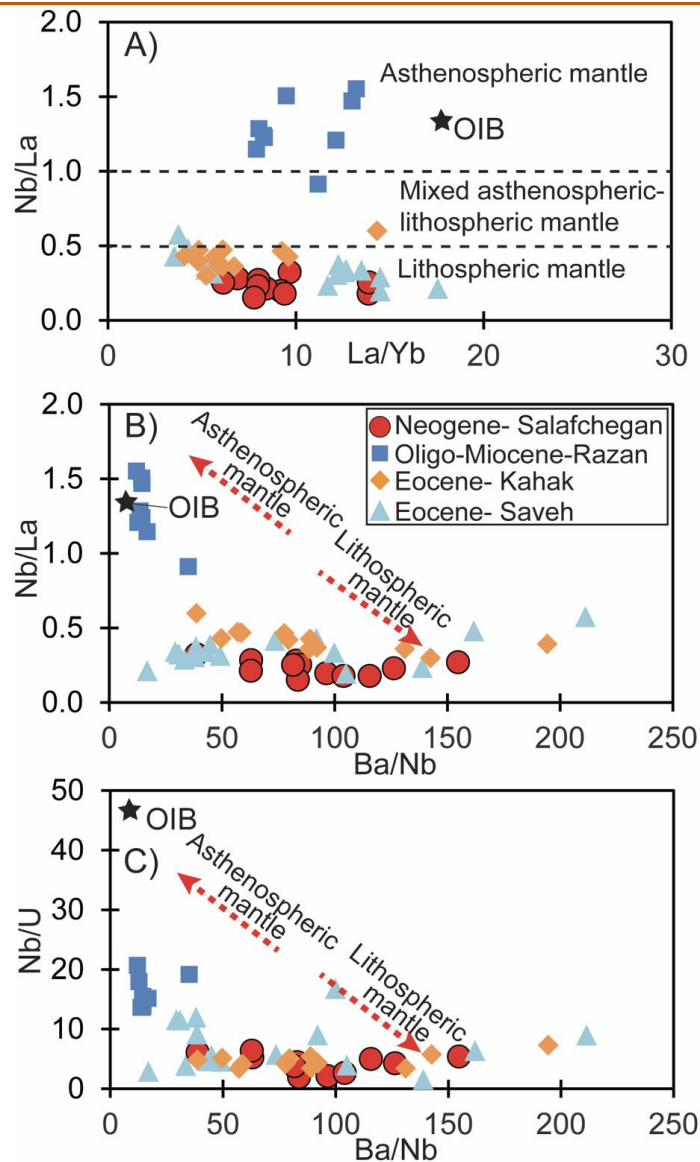
فعال بوده است که در پی فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتتیس به زیر حاشیه خردقاره ایران مرکزی روی داده است. در چنین جایگاه‌های زمین‌ساختی مذاب‌های کالک‌آلکان معمولاً پیامد ذوب سنگ‌کره‌ای گوه گوشته‌ای آبدار (دگرسان) متأثر از سیالات پوسته فرورونده هستند. ماگماتیسم ائوسن کمان ارومیه- دختر با ماگماتیسم کششی در بالای پهنه فرورانش سازگاری دارد که در پی آن در اثر به‌عقب‌برگشتن ورقه فرورونده، بالآمدگی

### تفسیر ژئودینامیکی

تغییر در ترکیب مذاب از نوع کالک‌آلکان در ائوسن به آلکان در الیگو-میوسن و بازگشت دوباره به کالک‌آلکان در نئوزن در کمان ماگمایی ارومیه- دختر چه‌بسا نشان‌دهنده تغییرات در دینامیک فرورانش، تعاملات پوسته‌ای و رژیم زمین‌ساختی است. می‌توان چنین پیشنهاد کرد که ماگماتیسم کالک‌آلکان ائوسن بیشتر پیامد فرایندهای کمان ماگمایی در یک پهنه فرورانش

بخش‌های ایران مرکزی و البرز جنوبی روی می‌دهد (Verdel, 2009; Verdel et al., 2011; Delavari and Damghani, 2022).

سست‌کره باعث انتقال گرما به سنگ‌کره گوشته‌ای می‌شود و در نتیجه ذوب‌بخشی آن، ماگماتیسم گسترده‌ای در کمان ارومیه-دختر و فراتر از آن در دیگر



شکل ۹. A) نمودار نسبت  $La/Yb$  در برابر نسبت  $Nb/La$  (Smith et al., 1999; Çoban et al., 2012); B) نمودار نسبت  $Ba/Nb$  در برابر نسبت  $Nb/La$  (Smith et al., 1999; Çoban et al., 2012); C) نمودار نسبت  $Nb/U$  در برابر نسبت  $Ba/Nb$  (نماد نمونه‌ها همانند شکل ۴).

Figure 9. A) La/Yb versus Nb/La diagram (Smith et al., 1999; Çoban et al., 2012); B) Ba/Nb versus Nb/La diagram; C) Ba/Nb versus Nb/U diagram (Symbols as in Figure 4).

زمین کم و بیش دچار تبلوربخشی و آلیش پوسته‌ای شده‌اند و از این‌رو، ترکیبات تحول‌یافته‌ای از سمت مذاب‌های مافیک به سمت حد واسط و اسیدی پدید آورده‌اند. در زمان الیگو-میوسن ماگماتیسم سرشت آکالین پیدا کرده است. چنین رخدادی می‌تواند با جایگاه کششی پس‌ابرخوردی یا مراحل

غنی‌شدگی LILE نسبت به HFSE (مانند غنی‌شدگی نسبی از Sr, Rb, Ba و تهی‌شدگی از Ta, Nb و Ti) از ویژگی‌های ماگماتیسم ائوسن است و نشان‌دهنده ذوب‌بخشی گوشته سنگ‌کره‌ای متأثر از سیالات پهنه فرورانشی است (شکل ۶-B). قاعدتاً این مذاب‌ها در مسیر رسیدن تا سطح

### برداشت

دایک‌های منطقه سلفچگان از دیدگاه ترکیب شیمیایی در محدوده مافیک تا حد واسط جای دارند. بر پایه زمین‌شیمی عنصرهای اصلی و کمیاب، این سنگ‌ها سرشت ساب‌آلکالن (کالک‌آلکالن) دارند و خاستگاه گوشته‌ای آنها دچار فرایندهای فرورانشی شده است. بررسی ماگماتیسیم کمان ماگمایی ارومیه- دختر در یک مقیاس ناحیه‌ای نشان می‌دهد ماگماتیسیم ائوسن و نئوژن ویژگی‌های ماگماتیسیم کمانی دارد و خاستگاه گوشته سنگ‌کره‌ای دگرسان شده داشته‌اند؛ اما ماگماتیسیم الیگو-میوسن سرشت آلکالن دارد و از گوشته سست‌کره‌ای خاستگاه گرفته است. این داده‌های زمین‌شیمیایی نشان می‌دهد ماگماتیسیم کمان ماگمایی ارومیه-دختر دچار تحولات زمین‌ساختی مرتبط با فرورانش و مرحله پس‌برخورد دچار تغییر و تحول شده است. در ائوسن، فعالیت‌های ماگمایی تحت‌تأثیر ذوب سنگ‌کره‌ای متأثر از سیالات فرورانشی و در یک وضعیت زمین‌ساخت کشتی روی داده است؛ اما در الیگو-میوسن ماگماتیسیم آلکالن پیامد بالآمدگی گوشته سست‌کره‌ای بوده است. در نئوژن، بازگشت ماگماتیسیم کالک‌آلکالن می‌تواند پیامد ضخیم‌شدگی سنگ‌کره‌ای و ذوب دوباره گوشته دگرسان شده باشد. روند بیشتر دایک‌های منطقه سلفچگان-تفرش که همراستا با روند کلی کمان ماگمایی ارومیه- دختر است به احتمال بسیار با تکتونیسیم کشتی فرافروانشی نئوتتیس در دوره زمانی ائوسن تا نئوژن در ارتباط بوده است.

آغازین برخورد در ارتباط باشد که در پی آن فرایندهایی مانند گسیختگی یا به عقب‌برگشتن ورقه فرورونده به بالآمدن سست‌کره و ذوب‌بخشی آن انجامیده باشد. چنین ماگماتیسیمی ویژگی مشابه بازالت جزیره‌های اقیانوسی (OIB) یا محیط درون‌صفحه‌ای دارد و در آن اثرات سیالات فرورانشی کم‌رنگ یا غایب است و در نمودارهای چندعنصری، تهی‌شدگی نسبی عنصرهای HFS مانند Nb و Ta دیده نمی‌شود. در زمان نئوژن دوباره ماگماتیسیم سرشت کالک‌آلکالن پیدا کرده است و خاستگاه آن به ذوب‌بخشی سنگ‌کره گوشته‌ای تغییر پیدا کرده است. چنین ماگماتیسیمی که به احتمال بسیار در وضعیت ژئودینامیکی پس‌برخوردی تولید شده است در ادامه نزدیک شدن صفحه عربی و فشار آن به حاشیه جنوبی اوراسیا باعث ضخیم‌شدگی سنگ‌کره‌ای می‌شود و می‌تواند در اثر سیالات آزادشده از ورقه فرورونده گسیخته‌شده دچار ذوب‌بخشی شود و مذاب‌های کالک‌آلکالی با ویژگی‌های مشابه با ماگماتیسیم کمانی پدید آورد. گمان می‌رود گسل‌های منطقه، نقش کلیدی در کنترل و آرایش هندسی دایک‌ها داشته‌اند. این گسل‌ها به‌عنوان مسیرهای انتقال ماگما رفتار می‌کنند و فعالیت‌های ماگمایی را در راستای خود متمرکز کرده‌اند. روند بیشتر دایک‌های منطقه (شمال‌باختری-جنوب‌خاوری) نیز همخوانی کاملی با جهت‌گیری این گسل‌ها دارد (شکل ۲). این روند غالب که هم‌راستا با روند کلی کمان ماگمایی ارومیه- دختر است به احتمال بسیار با زمین‌ساخت کشتی فرافروانشی نئوتتیس در یک مقیاس ناحیه‌ای در دوره زمانی ائوسن تا نئوژن در ارتباط بوده است.

### References

- Adam, J., and Green, T. (2003) The influence of pressure, mineral composition and water on trace element partitioning between clinopyroxene, amphibole and basanitic melts. *European Journal of Mineralogy*, 15(5), 831-841, <http://www.doi.org/10.1127/0935-1221/2003/0015-0831>
- Ahmadian, J., and Ghadirpour, M. (2020) Geochemistry and petrology of volcanic rocks in the south of Natanz (The middle part of Urumieh-Dokhtar Magmatic Arc). *Petrological Journal*, 11(2), 65-80. <https://doi.org/10.22108/ijp.2020.116077.1126>
- Alai Mahabadi, S., Kohansal, R., Ghomian, Y., and Soltani, M.V. (2000) Geological map of Salafchegan-Khorhe, Scale 1:100000. Geological Survey of Iran, Tehran, Iran.
- Albarède, F. (1996) Introduction to geochemical modeling. Cambridge University Press.
- Alirezaei, S., and Hassanzadeh, J. (2012) Geochemistry and zircon geochronology of the Permian A-type Hasanrobat granite, Sanandaj-Sirjan belt: A new record of the Gondwana break-up in Iran. *Lithos*,

151(0), 122-134, <http://www.doi.org/10.1016/j.lithos.2011.11.015>

- Biabangard, H., and Moradian, A. (2008) Geology and geochemical evaluation of Taftan Volcano, Sistan and Baluchestan Province, southeast of Iran. *Chinese Journal of Geochemistry*, 27(4), 356-369, <http://www.doi.org/10.1007/s11631-008-0356-z>
- Chiu, H.-Y., Chung, S.-L., Zarrinkoub, M.H., Mohammadi, S.S., Khatib, M.M., and Iizuka, Y. (2013) Zircon U–Pb age constraints from Iran on the magmatic evolution related to Neotethyan subduction and Zagros orogeny. *Lithos*, 162–163(0), 70-87, <http://www.doi.org/10.1016/j.lithos.2013.01.006>
- Chung, S.-L., Chu, M.-F., Ji, J., O'Reilly, S.Y., Pearson, N.J., Liu, D., Lee, T.-Y., and Lo, C.-H. (2009) The nature and timing of crustal thickening in Southern Tibet: Geochemical and zircon Hf isotopic constraints from postcollisional adakites. *Tectonophysics*, 477(1–2), 36-48, <http://www.doi.org/10.1016/j.tecto.2009.08.008>
- Çoban, H., Karacık, Z., and Ece, Ö.I. (2012) Source contamination and tectonomagmatic signals of overlapping Early to Middle Miocene orogenic magmas associated with shallow continental subduction and asthenospheric mantle flows in Western Anatolia: A record from Simav (Kütahya) region. *Lithos*, 140–141, 119-141, <http://www.doi.org/10.1016/j.lithos.2011.12.006>
- Delavari, M., and Damghani, A. (2022) Geochemical variation of the Eocene volcanic rocks from the Kahak area (south of Qom): Evidence for the different conditions of mantle melting in the Urumieh-Dokhtar magmatic arc. *Petrological Journal*, 51, 1-30 (in Persian), <http://www.doi.org/10.22108/ijp.2022.132106.1261>
- Delavari, M., Dolati, A., Mohammadi, A., and Rostami, F. (2016) The Permian volcanics of central Alborz: implications for passive continental margin along the southern border of Paleotethys. *Ofioliti*, 41(2), 59-74, <http://www.doi.org/10.4454/ofioliti.v41i2.460>
- Delavari, M., Ghorbani, K., and Shabani, A.A.T. (2021) Oligo-Miocene extrusive rocks of Razan- Avaj area (Urumieh-Dokhtar magmatic belt): evidence of OIB- like magmatism in a supra-subduction zone setting. *Geosciences*, 31(4), 97-110 (in Persian), <http://www.doi.org/10.22071/GSJ.2021.270639.1881>
- Delavari, M., Mehrabi, B., Zelenski, M., Chaplygin, I., Nekrylov, N., Shakeri, A., and Taran, Y. (2022) The Bazman and Taftan volcanoes of southern Iran: Implications for along-arc geochemical variation and magma storage conditions above the Makran low-angle subduction zone. *Journal of Asian Earth Sciences*, 233, 105259, <http://www.doi.org/10.1016/j.jseaes.2022.105259>
- Delavari, M., Rezaei, P., and Dolati, A. (2017) Eocene magmatism of Orumieh- Dokhtar belt (North of Saveh): variation of volcanic suites in an extensional tectonic setting. *Earth Science Researches*, 30, 1-17 (in Persian).
- Delavari, M., and Sehat, K. (2021) Late Paleozoic basaltic magmatism of Tarom-Masuleh area (western Alborz): bulk-rock chemical characteristics and tectonic implications. *Petrological Journal*, 47, 1-26 (in Persian), <http://www.doi.org/10.22108/IJP.2021.128168.1228>
- Delavari, M., T Shabani, A.A., and Ghanbari, S. (2020) Dacitic rocks from the South of Julfa (Eastern Azerbaijan): amphibole and plagioclase thermobarometry and crystallization condition. *Geosciences*, 117, 217-230 (in Persian).
- Derakhshi, M., and Ghasemi, H. (2015) Soltan Maidan Complex (SMC) in the eastern Alborz structural zone, northern Iran: magmatic evidence for Paleotethys development. *Arabian Journal of Geosciences*, 8(2), 849-866, <http://www.doi.org/10.1007/s12517-013-1180-2>
- Elliott, T. (2003) Tracers of the slab. *Geophysical Monograph-American Geophysical Union*, 138, 23-46, <http://www.doi.org/10.1029/138GM03>
- Emami, M.H. (1991) Geological map of Qom, scale 1:250000. Geological Survey of Iran.
- Ersoy, E.Y. (2013) PETROMODELER (Petrological Modeler): a Microsoft® Excel© spreadsheet program for modelling melting, mixing, crystallization and assimilation processes in magmatic systems. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 22(1), 115-125, <http://www.doi.org/10.3906/yer-1104-6>

- Ersoy, Y., and Helvacı, C. (2010) FC–AFC–FCA and mixing modeler: A Microsoft® Excel© spreadsheet program for modeling geochemical differentiation of magma by crystal fractionation, crustal assimilation and mixing. *Computers & Geosciences*, 36(3), 383-390, <http://www.doi.org/10.1016/j.cageo.2009.06.007>
- Foley, S.F., Barth, M.G., and Jenner, G.A. (2000) Rutile/melt partition coefficients for trace elements and an assessment of the influence of rutile on the trace element characteristics of subduction zone magmas. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 64(5), 933-938, [http://www.doi.org/10.1016/S0016-7037\(99\)00355-5](http://www.doi.org/10.1016/S0016-7037(99)00355-5)
- Foley, S.F., Jackson, S.E., Fryer, B.J., Greenough, J.D., and Jenner, G.A. (1996) Trace element partition coefficients for clinopyroxene and phlogopite in an alkaline lamprophyre from Newfoundland by LAM-ICP-MS. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 60(4), 629-638, [http://www.doi.org/10.1016/0016-7037\(95\)00422-X](http://www.doi.org/10.1016/0016-7037(95)00422-X)
- Fujimaki, H., Tatsumoto, M., and Aoki, K.i. (1984) Partition coefficients of Hf, Zr, and REE between phenocrysts and groundmasses. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 89(S02), B662-B672, <http://www.doi.org/10.1029/JB089iS02p0B662>
- Ghalamghash, J., Mousavi, S., Hassanzadeh, J., and Schmitt, A. (2016) Geology, zircon geochronology, and petrogenesis of Sabalan volcano (northwestern Iran). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 327, 192-207, <http://www.doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2016.05.001>
- Ghalamghash, J., Schmitt, A., Shiaian, K., Jamal, R., and Chung, S.-L. (2019a) Magma origins and geodynamic implications for the Makran-Chagai arc from geochronology and geochemistry of Bazman volcano, southeastern Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 171, 289-304, <http://www.doi.org/10.1016/j.jseaes.2018.12.006>
- Ghalamghash, J., Schmitt, A.K., and Chaharlang, R. (2019b) Age and compositional evolution of Sahand volcano in the context of post-collisional magmatism in northwestern Iran: Evidence for time-transgressive magmatism away from the collisional suture. *Lithos*, 344-345, 265-279, <http://www.doi.org/10.1016/j.lithos.2019.06.031>
- Ghorbani, M.R., Graham, I.T., and Ghaderi, M. (2014) Oligocene–Miocene geodynamic evolution of the central part of Urumieh-Dokhtar Arc of Iran. *International Geology Review*, 56(8), 1039-1050, <http://www.doi.org/10.1080/00206814.2014.919615>
- Goss, A.R., Kay, S.M., and Mpodozis, C. (2010) The geochemistry of a dying continental arc: the Incapillo Caldera and Dome Complex of the southernmost Central Andean Volcanic Zone (~28°S). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 161(1), 101-128, <http://www.doi.org/10.1007/s00410-010-0523-1>
- Griffin, W., O'Reilly, S.Y., Afonso, J.C., and Begg, G. (2009) The composition and evolution of lithospheric mantle: a re-evaluation and its tectonic implications. *Journal of Petrology*, 50(7), 1185-1204, <http://www.doi.org/10.1093/petrology/egn033>
- Gündüz, M., and Asan, K. (2021) PetroGram: An excel-based petrology program for modeling of magmatic processes. *Geoscience Frontiers*, 12(1), 81-92, <http://www.doi.org/10.1016/j.gsf.2020.06.010>
- Hadjian, J., Amini, B., and Emami, M.H. (1999) Geological map of Tafresh, Scale 1:100000, Sheet 6059. Geological Survey of Iran.
- Hajilari, S. (2023) Paleo-stress Analysis based on distribution of Dykes in Saveh-Tafresh area. MSc thesis, Kharazmi University (in Persian).
- Hawkesworth, C., Gallagher, K., Hergt, J., and McDermott, F. (1993) Mantle and slab contribution in arc magmas. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 21, 175-204, <http://www.doi.org/10.1146/annurev.ea.21.050193.001135>
- Hermann, J., and Rubatto, D. (2009) Accessory phase control on the trace element signature of sediment melts in subduction zones. *Chemical Geology*, 265(3–4), 512-526,

<http://www.doi.org/10.1016/j.chemgeo.2009.05.018>

- Herzberg, C., and Asimow, P. (2015) PRIMELT 3 MEGA. XLSM software for primary magma calculation: peridotite primary magma MgO contents from the liquidus to the solidus. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 16(2), 563-578, <http://www.doi.org/10.1002/2014GC005631>
- Herzberg, C., and Asimow, P.D. (2008) Petrology of some oceanic island basalts: PRIMELT2.XLS software for primary magma calculation. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 9, Q09001, <http://www.doi.org/10.1029/2008GC002057>
- Honarmand, M., Li, X.-H., Nabatian, G., and Neubauer, F. (2017) In-situ zircon U-Pb age and Hf-O isotopic constraints on the origin of the Hasan-Robat A-type granite from Sanandaj-Sirjan zone, Iran: implications for reworking of Cadomian arc igneous rocks. *Mineralogy and Petrology*, 111(5), 659-675, <http://www.doi.org/10.1007/s00710-016-0490-y>
- Kamei, A., Miyake, Y., Owada, M., and Kimura, J.-I. (2009) A pseudo adakite derived from partial melting of tonalitic to granodioritic crust, Kyushu, southwest Japan arc. *Lithos*, 112(3-4), 615-625, <http://www.doi.org/10.1016/j.lithos.2009.05.024>
- Khademi, F., Asiabanha, A., Foden, J., and Davoodi, Z. (2019) Extensional magmatism in a continental collision zone, Tafresh area, western central Iran: structural, geochemical and mineralogical considerations. *Periodico di Mineralogia*, 88, 1-18, <http://www.doi.org/10.2451/2019PM822>
- Kimura, J.I., Hacker, B.R., van Keken, P.E., Kawabata, H., Yoshida, T., and Stern, R.J. (2009) Arc Basalt Simulator version 2, a simulation for slab dehydration and fluid-fluxed mantle melting for arc basalts: Modeling scheme and application. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 10(9), <http://www.doi.org/10.1029/2008GC002217>
- Klein, M., Stosch, H.G., and Seck, H.A. (1997) Partitioning of high field-strength and rare-earth elements between amphibole and quartz-dioritic to tonalitic melts: an experimental study. *Chemical Geology*, 138(3), 257-271, [http://www.doi.org/10.1016/S0009-2541\(97\)00019-3](http://www.doi.org/10.1016/S0009-2541(97)00019-3)
- LaTourrette, T., Hervig, R.L., and Holloway, J.R. (1995) Trace element partitioning between amphibole, phlogopite, and basanite melt. *Earth and Planetary Science Letters*, 135(1-4), 13-30, [http://www.doi.org/10.1016/0012-821X\(95\)00146-4](http://www.doi.org/10.1016/0012-821X(95)00146-4)
- Lechmann, A., Burg, J.-P., Ulmer, P., Guillong, M., and Faridi, M. (2018) Metasomatized mantle as the source of Mid-Miocene-Quaternary volcanism in NW-Iranian Azerbaijan: Geochronological and geochemical evidence. *Lithos*, 304-307, 311-328, <http://www.doi.org/10.1016/j.lithos.2018.01.030>
- McCulloch, M.T., and Gamble, J.A. (1991) Geochemical and geodynamical constraints on subduction zone magmatism. *Earth and Planetary Science Letters*, 102(3-4), 358-374, [http://www.doi.org/10.1016/0012-821X\(91\)90029-H](http://www.doi.org/10.1016/0012-821X(91)90029-H)
- McKenzie, D., and O'Nions, R.K. (1991) Partial Melt Distributions from Inversion of Rare Earth Element Concentrations. *Journal of Petrology*, 32(5), 1021-1091, <http://www.doi.org/10.1093/petrology/32.5.1021>
- Mirnejad, H., Raeisi, D., McFarlane, C., and Sheibi, M. (2019) Tafresh intrusive rocks within the Urumieh-Dokhtar Magmatic Arc: appraisal of Neo-Tethys subduction. *Geological Journal*, 54(3), 1745-1755, <http://www.doi.org/10.1002/gj.3266>
- Modjarrad, M. (2015) Geochemistry of Bezow-Daghi volcanic rocks, Urmia adakitic magmatism in the Uromieh-Dokhtar magmatic belt. *Petrological Journal*, 6(21), 123-140.
- Nicholson, K.N., Khan, M., and Mahmood, K. (2010) Geochemistry of the Chagai-Raskoh arc, Pakistan: Complex arc dynamics spanning the Cretaceous to the Quaternary. *Lithos*, 118(3-4), 338-348, <http://www.doi.org/10.1016/j.lithos.2010.05.008>
- Omrani, J., Agard, P., Whitechurch, H., Benoit, M., Prouteau, G., and Jolivet, L. (2008) Arc-magmatism and subduction history beneath the Zagros Mountains, Iran: A new report of adakites and geodynamic consequences. *Lithos*, 106(3-4), 380-398,

<http://www.doi.org/10.1016/j.lithos.2008.09.008>

- Pang, K.-N., Chung, S.-L., Zarrinkoub, M.H., Chiu, H.-Y., and Li, X.-H. (2014) On the magmatic record of the Makran arc, southeastern Iran: Insights from zircon U-Pb geochronology and bulk-rock geochemistry. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, <http://www.doi.org/10.1002/2014GC005262>
- Pearce, J.A. (1983) Role of the subcontinental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In: Hawkesworth, C. J., Norry, M. J. (Eds.), *Continental Basalts and Mantle Xenoliths*. Shiva, Nantwich 230–249.
- Pearce, J.A. (1996) A user's guide to basalt discrimination diagrams. in Wyman, D.A., ed., *Trace element geochemistry of volcanic rocks: applications for massive sulphide exploration*. Geological Association of Canada, Short Course Notes, 12, 79-113.
- Raeesi, D., Mirnejad, H., McFarlane, C., Sheibi, M., and Babazadeh, S. (2020) Geochemistry and zircon U-Pb geochronology of Miocene plutons in the Urumieh-Dokhtar magmatic arc, east Tafresh, Central Iran. *International Geology Review*, 62(13-14), 1815-1827, <http://www.doi.org/10.1080/00206814.2019.1600436>
- Raeesi, D., Mirnejad, H., and Sheibi, M. (2019) Emplacement mechanism of the Tafresh granitoids, central part of the Urumieh–Dokhtar Magmatic Arc, Iran: evidence from magnetic fabrics. *Geological Magazine*, 156(9), 1510-1526, <http://www.doi.org/10.1017/S0016756818000766>
- Rolland, Y., Picard, C., Pecher, A., Lapierre, H., Bosch, D., and Keller, F. (2002) The cretaceous Ladakh arc of NW himalaya—slab melting and melt–mantle interaction during fast northward drift of Indian Plate. *Chemical Geology*, 182(2–4), 139-178, [http://www.doi.org/10.1016/S0009-2541\(01\)00286-8](http://www.doi.org/10.1016/S0009-2541(01)00286-8)
- Rollinson, H.R. (1993) *Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation*. Routledge.
- Rossetti, F., Monié, P., Nasrabad, M., Theye, T., Lucci, F., and Saadat, M. (2017) Early Carboniferous subduction-zone metamorphism preserved within the Palaeo-Tethyan Rasht ophiolites (western Alborz, Iran). *Journal of the Geological Society*, 174(4), 741-758, <http://www.doi.org/10.1144/jgs2016-130>
- Rudnick, R.L., McDonough, W.F., and Chappell, B.W. (1993) Carbonatite metasomatism in the northern Tanzanian mantle: petrographic and geochemical characteristics. *Earth and Planetary Science Letters*, 114(4), 463-475, [http://www.doi.org/10.1016/0012-821X\(93\)90076-L](http://www.doi.org/10.1016/0012-821X(93)90076-L)
- Saadat, S., and Stern, C.R. (2011) Petrochemistry and genesis of olivine basalts from small monogenetic parasitic cones of Bazman stratovolcano, Makran arc, southeastern Iran. *Lithos*, 125(1–2), 607-619, <http://www.doi.org/10.1016/j.lithos.2011.03.014>
- Smith, E.I., Sanchez, A., Walker, J.D., and Wang, K. (1999) Geochemistry of mafic magmas in the Hurricane Volcanic field, Utah: implications for small-and large-scale chemical variability of the lithospheric mantle. *The Journal of geology*, 107(4), 433-448, <http://www.doi.org/10.1086/314355>
- Stampfli, G.M., and Hochard, C. (2009) *Plate tectonics of the Alpine realm*. Geological Society, London, Special Publications, 327(1), 89-111, <http://www.doi.org/10.1144/sp327.6>
- Sun, S.-S., and McDonough, W.F. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. Geological Society, London, Special Publications, 42(1), 313-345, <http://www.doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19>
- Tatsumi, Y. (2005) The subduction factory: how it operates in the evolving Earth. *GSA today*, 15(7), 4, [http://www.doi.org/10.1130/1052-5173\(2005\)015<4:TSFHIO>2.0.CO;2](http://www.doi.org/10.1130/1052-5173(2005)015<4:TSFHIO>2.0.CO;2)
- Tiepolo, M., Oberti, R., Zanetti, A., Vannucci, R., and Foley, S.F. (2007) Trace-element partitioning between amphibole and silicate melt. *Reviews in mineralogy and geochemistry*, 67(1), 417-452, <http://www.doi.org/10.2138/rmg.2007.67.11>
- Tilhac, R., Hidas, K., Oliveira, B., and Garrido, C.J. (2023) Evidence of ghost plagioclase signature induced by kinetic fractionation of europium in the Earth's mantle. *Nature Communications*, 14(1),

1099, <http://www.doi.org/10.1038/s41467-023-36753-0>

- Verdel, C., Wernicke, B.P., Hassanzadeh, J., and Guest, B. (2011) A Paleogene extensional arc flare-up in Iran. *Tectonics*, 30(3), TC3008, <http://www.doi.org/10.1029/2010TC002809>
- Verdel, C.S. (2009) I. Cenozoic geology of Iran: an integrated study of extensional tectonics and related volcanism II. Ediacaran stratigraphy of the North American cordillera: new observations from eastern California and northern Utah. Ph.D. Dissertation, California Institute of Technology. .
- von Raumer, J.F., Stampfli, G.M., and Bussy, F. (2003) Gondwana-derived microcontinents-g the constituents of the Variscan and Alpine collisional orogens. *Tectonophysics*, 365(1-4), 7-22, [http://www.doi.org/10.1016/S0040-1951\(03\)00015-5](http://www.doi.org/10.1016/S0040-1951(03)00015-5)
- Wilmsen, M., Fürsich, F.T., Seyed-Emami, K., Majidifard, M.R., and Taheri, J. (2009) The Cimmerian Orogeny in northern Iran: tectono-stratigraphic evidence from the foreland. *Terra Nova*, 21(3), 211-218, <http://www.doi.org/10.1111/j.1365-3121.2009.00876.x>
- Wilson, M. (2007) *Igneous petrogenesis a global tectonic approach*. Springer Science & Business Media.
- Yin, A., and Harrison, T.M. (2000) Geologic Evolution of the Himalayan-Tibetan Orogen. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 28(1), 211-280, <http://www.doi.org/10.1146/annurev.earth.28.1.211>
- Zanchetta, S., Berra, F., Zanchi, A., Bergomi, M., Caridroit, M., Nicora, A., and Heidarzadeh, G. (2013) The record of the Late Palaeozoic active margin of the Palaeotethys in NE Iran: Constraints on the Cimmerian orogeny. *Gondwana Research*, 24(3-4), 1237-1266, <http://www.doi.org/10.1016/j.gr.2013.02.013>
- Zanchetta, S., Zanchi, A., Villa, I., Poli, S., and Muttoni, G. (2009) The Shanderman eclogites: a Late Carboniferous high-pressure event in the NW Talesh Mountains (NW Iran). *Geological Society, London, Special Publications*, 312(1), 57-78, <http://www.doi.org/10.1144/sp312.4>
- Zanchi, A., Malaspina, N., Zanchetta, S., Berra, F., Benciolini, L., Bergomi, M., Cavallo, A., Javadi, H.R., and Kouhpeyma, M. (2015) The Cimmerian accretionary wedge of Anarak, Central Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 102, 45-72, <http://www.doi.org/10.1016/j.jseaes.2014.08.030>
- Zanchi, A., Zanchetta, S., Berra, F., Mattei, M., Garzanti, E., Molyneux, S., Nawab, A., and Sabouri, J. (2009) The Eo-Cimmerian (Late? Triassic) orogeny in north Iran. *Geological Society, London, Special Publications*, 312(1), 31-55, <http://www.doi.org/10.1144/SP312.3>
- Zhang, Y., Yuan, C., Sun, M., Long, X., Wang, Y., Jiang, Y., and Lin, Z. (2017) Arc magmatism associated with steep subduction: Insights from trace element and Sr-Nd-Hf-B isotope systematics. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 122(3), 1816-1834, <http://www.doi.org/10.1002/2016JB013289>